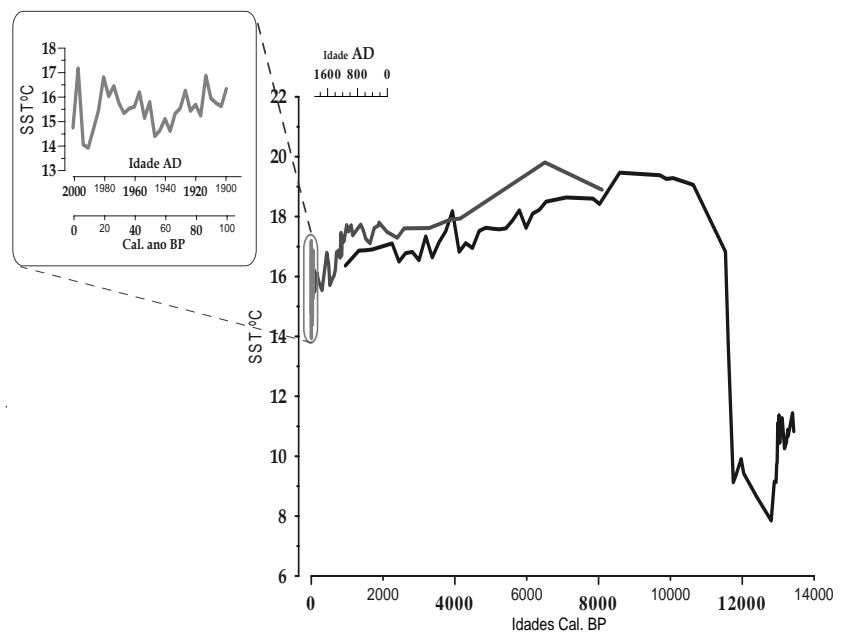




**Teresa Alexandra
Ribeiro Rodrigues**

**Variações Climáticas e “Input” Terrígeno
no Prodelta do Tejo durante os últimos 13,5 ka.**

**Climatic Variation and Terrigenous Input in Tagus
Prodelta during the last 13,5ky.**





**Teresa Alexandra
Ribeiro Rodrigues**

**Variações Climáticas e “Input” Terrígeno
no Prodelta do Tejo durante os últimos 13,5 ka.**

**Climatic Variation and Terrigenous Input in Tagus
Prodelta during the last 13,5ky.**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Geoquímica Ambiental, realizada sob a orientação científica da Doutora Fátima Abrantes directora do Departamento de Geologia Marinha do Instituto Geológico e Mineiro, do Professor Doutor Joan Grimalt vice-director do Instituto de Investigação Química e Ambiental do CSIC de Barcelona e do Professor Doutor Eduardo Silva, Professor Catedrático do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro.

o júri

presidente

Doutor Edmundo Manuel Cardoso Fonseca
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutor José-Abel Flores
Professor Titular do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Salamanca

Doutor Eduardo Anselmo Ferreira da Silva
Professor Associado com Agregação da Universidade de Aveiro

Doutor Joan Grimalt Obrador
Professor de Investigação em Química Ambiental no *Consejo Superior de Investigaciones Científicas* de Barcelona

agradecimentos

Este trabalho de dissertação foi conseguido graças à colaboração e apoio de numerosas pessoas, a todos eles quero expressar o meu enorme agradecimento.

Aos orientadores deste trabalho de Dissertação:

- À Doutora Fátima Abrantes, pela oportunidade de efectuar este trabalho, pela sua imprescindível ajuda, entusiasmo e amizade que sempre me demonstrou, por todos os momentos que me dispensou, apesar da escassez do seu tempo.
- Ao Professor Doutor Joan O. Grimalt pelo interesse que demonstrou desde o início em colaborar neste trabalho, e possibilitar a minha inserção dentro de um grupo de investigação de elevado mérito científico. A toda a sua atenção, disponibilidade e incentivo na realização deste trabalho.
- Ao Professor Eduardo Silva pela disponibilidade em orientar este trabalho.

À Doutora Susana Lebreiro por ter partilhado comigo o seu “reduzido espaço”, pela sua amizade e apoio nos momentos de “desespero”, pelas muitas correcções e sugestões, e por encarar a vida sempre com um sorriso no rosto.

Ao Dr. Gaspar pelas inúmeras correcções bibliográficas pela sua consideração

Ao Professor José-Abel Flores, pela sua colaboração neste trabalho disponibilizando-se a realizar a identificação de espécies de cocolitóforos e por todos os seus conselhos e sugestões.

O meu especial agradecimento com carinho e apreço a todo o pessoal do laboratório do Departamento de Geologia Marinha (DGM) do IGM, pelo acolhimento e amizade que sempre demonstraram. Ao grupo do DGM, pelo apoio e companheirismo que têm demonstrado.

Ao laboratório “321” (estás incluída Elena) e a todo o pessoal do Departamento de Química Ambiental Centre d’Investigació i Desenvolupament del Consell Superior d’Investigacions Científiques – CSIC Barcelona, pela forma como me receberam, pelo apoio e paciência em introduzir-me no “mundo das alcanonas”, pelos muitos momentos de alegria e humor que passamos e pela amizade que foi criada.

À pequena mas unida família, em especial aos meus Queridos Pais pelo apoio e incentivo que sempre me transmitiram. A todos os amigos que me têm apoiado, pelo seu afecto e amizade.

A ti Rafa, por estares sempre perto apesar da distância, nos bons e maus momentos, pelo apoio e motivação para continuar a lutar.

Este trabalho desenvolvido na sequência do Mestrado em Geoquímica Ambiental do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, foi possível graças ao suporte financeiro de uma Bolsa de Mestrado no âmbito do projecto INGMAR (Reforço da Capacidade de Investigação em Geologia Marinha), pela Fundação para a Ciência e Tecnologia, do Ministério da Ciência e Ensino Superior, ao Departamento de Geologia Marinha do Instituto Geológico e Mineiro.

resumo

Este trabalho com o título: *Variações climáticas e inputs terrigenos no Prodelta do Tejo durante os últimos 13.5ky*, insere-se no projecto de investigação *Paleoceanografia e Ambiente em desenvolvimento no DGM do IGM*, tem como principal objectivo a condução da investigação científica necessária à documentação das mudanças globais, regionais e locais inscritas nos sedimentos da margem continental Portuguesa, com vista a um melhor conhecimento da paleoceanografia do Oceano Atlântico, e contribuir para avaliar as alterações devidas a fenómenos naturais e à actividade humana. É neste contexto que surge.

Para a concretização dos objectivos propostos, realizou-se:

- a) A caracterização de sedimentos depositados na Plataforma Continental adjacente ao rio Tejo, no que respeita à abundância relativa de n-alcanos, n-alcoois e alcanonas;
- b) A avaliação do *input* terrigeno provenientes do Tejo a partir da análise de n-alcanos e n-alcanois;
- c) A determinação da Temperatura da Superfície dos Oceanos (SST) utilizando as alcanonas como indicador.

em duas sequencias sedimentares (cores) (D13882 e D13902), recolhidos durante a campanha Discovery 249 em 2000 e um boxcore PO286-26-1B recolhido durante a campanha PALEO 1 em Maio de 2002.

Foram analisadas 152 amostras de sedimentos marinhos (56 amostras do core D13902; 63 do core D13882 e 33 amostras do boxcore PO287-26-1B) segundo os procedimentos de análise do Laboratório de Química Ambiental do Consejo Superior de Investigaciones Científicas (ICER – CSIC- Barcelona).

Para além destes procedimentos foi também realizada a análise granulométrica e elemental CHNS, segundo os procedimentos do Laboratório de Geologia Marinha – IGM, neste caso a 598 amostras do Core D13902, 33 amostras do boxcore PO287-26-1B e a 56 amostras do core D13882.

Os três cores analisados constituem uma sequência sedimentar que regista os últimos 13,5cal. ka Age. BP. Os resultados obtidos demonstram uma elevada concentração de n-alcanos e n-alcanois, face à concentração de alcanonas o que indica uma componente terrigena importante e o rio como principal fonte de material depositado na área. Os registos de n-alcanos e de n-alcoois revelam a mesma distribuição indicando uma boa preservação de matéria orgânica ao longo de toda a sequência sedimentar.

Os registos de temperatura de superfície do oceano (SST) revelam máximos na ordem de 19°C e mínimos de 8°C. Durante o Holocénico a SST varia entre os 15 e os 19 °C exibindo os valores mínimos durante o evento conhecido como Pequena Idade do Gelo (Little Ice Age – LIA) (período entre 1300 a 1800 anos AD). As temperaturas mínimas (8°C e 9°C) foram registadas durante Younger Dryas, evento centrado há aproximadamente 12 ka BP. Estes intervalos de baixa temperatura são marcados por um aumento na concentração total de alcanonas e em carbono orgânico, o que reflecte um aumento da produtividade.

As amostras utilizadas para identificação e contagem de cocolitóforos dão indicação de um domínio do género *Gephyrocapsid* no qual se destacam a espécie *G. oceânica* e um grupo de “Small” *Gephyrocapsid* como responsáveis pela produção de alcanonas na área.

A presença da alcanona tetrainsaturada (C37:4) associada a mínimos de temperatura poderá estar relacionado com as entradas de água doce reflectindo as alterações na influência das águas vindas do rio Tejo.

abstract

Sea surface temperatures and river input have been reconstructed from long chain alkenones and n-alkanes respectively, for a 13,5kyr sedimentary sequence recovered from the Portuguese Margin on the Tagus prodelta (38°N, 9°W; PO287-26-1B; D13902; D13882).

The age model has been constructed from five ^{14}C AMS 1 data and a correlation to core SU8118. The surface sediment was dated by ^{210}Pb . In the upper part of this sequence (2001 cal. Age to 11,5ky BP) temperatures ranged between 15°C and 19°C, exhibiting the lowest values during the Little Ice Age. This low temperature interval is marked by a general increase in organic carbon and total alkenones concentration pointing to increased productivity. Minima sea surface temperature occurred during the Younger Dryas (8°C) This minima corresponded to an increase in the proportion of the tetra unsaturated alkenone (%C37:4), possibly reflecting the influence of less saline waters originated from iceberg melting, as proposed by Bard *et al.* (Nature 2000).

N-alkanes and n-alcohols show a parallel downcore trend indicating a common origin for terrigenous material and very good preservation of organic matter throughout the sequence. In addition, the parallelism of these two molecular markers with C37 alkenones suggest that river input was the main source of nutrients to the area and the responsible factor for increased coccolithophore production during the last 13,5 ky cal. Age BP. In terms of coccolith assemblages, *G. oceanica* and other small geophyrocapsid, were the dominant species.

Capítulo I

Introdução

1- ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

É do conhecimento geral que as condições climáticas do nosso planeta têm vindo a alterar-se ao longo da sua história e que as oscilações climáticas mais recentes têm influenciado de forma drástica a vida Humana. São vários os registos geológicos que provam ter havido condições climáticas diferentes do presente. Um exemplo bem marcante prende-se com o facto de haver evidências de presença de glaciares em regiões que actualmente são consideradas temperadas.

Alteração sofrida pelo clima nos últimos 150 anos, como consequência da actividade antropogénica associada, sobretudo, aos crescentes aumentos nas emissões de gases com efeito de estufa é um assunto que tem merecido a atenção por parte da comunidade científica. A queima de combustíveis fósseis e o desaparecimento das florestas tropicais causam alterações no equilíbrio entre a radiação solar que chega à superfície da Terra e as radiações reflectidas e absorvidas pela Terra. Contudo a relação causa-efeito entre a actividade humana e o aquecimento global que estamos a enfrentar, está ainda por provar. A maioria dos investigadores parece estar de acordo em que 60% das alterações climáticas são devida à actividade humana e que os restantes 40% estão associados à variação climática natural (IPCC, 2001)

Nos últimos 100 anos, as actividades humanas têm alterado a concentração dos elementos fundamentais nos ciclos biogeoquímicos da Terra. Desde 1850, o dióxido de carbono (CO_2) aumentou cerca de 30% enquanto que a quantidade de metano (CH_4) na atmosfera aumentou mais de 100% (NASA's Earth Science Enterprise, EOS, CD 1999). O aumento de CO_2 na atmosfera tem contribuído para as alterações climáticas e consequente aquecimento global. A figura 1.1 apresenta um esquema elucidativo das fontes de libertação de CO_2 e de como o aumento de CO_2 na atmosfera tem contribuído para as alterações climáticas e consequente aquecimento global.

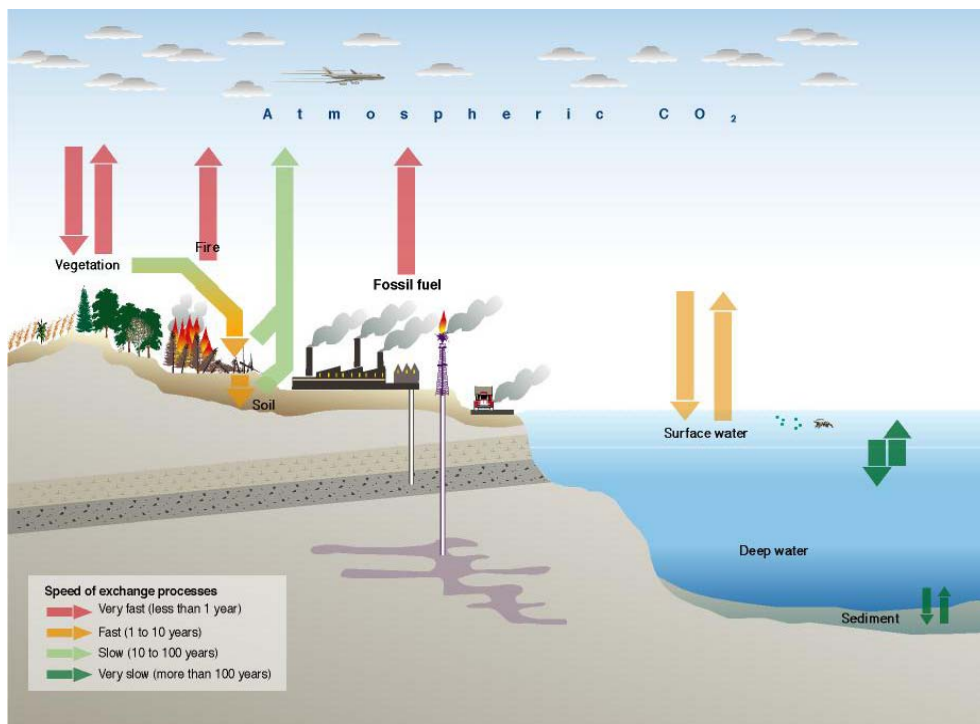


Figura 1.1- Ciclo do Carbono (Banzon, sd). Os processos de emissão de CO₂ para a atmosfera são muito rápidos (inferiores a 1 ano) quando falamos na combustão de combustíveis fósseis, fogos ou ainda nas trocas gasosas das plantas superiores. Os processos de trocas entre os oceanos e a atmosfera e a decomposição da matéria orgânica podem demorar de 1 a 10 anos. As trocas entre os sedimentos e massas de água são os mais lentos podendo levar mais de 100 anos.

O relatório do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) (Houghton *et al.*, 1995) faz referência a um aumento da temperatura média do planeta entre 0,3 e 0,6 °C, desde 1861. No último relatório (Houghton *et al.*, 2001) indica que estes valores aumentaram de 0,4 para 0,8 °C em, consequência da década de 90 ter sido a mais quente, sendo 1998 o ano com temperatura média mais elevada. Em 2001 as temperaturas das regiões equatoriais atingiram valores de 35°C (figura 1.2) segundo dados da NASA, e o Verão de 2003 tem sido indicado como o mais quente dos últimos 20 anos.

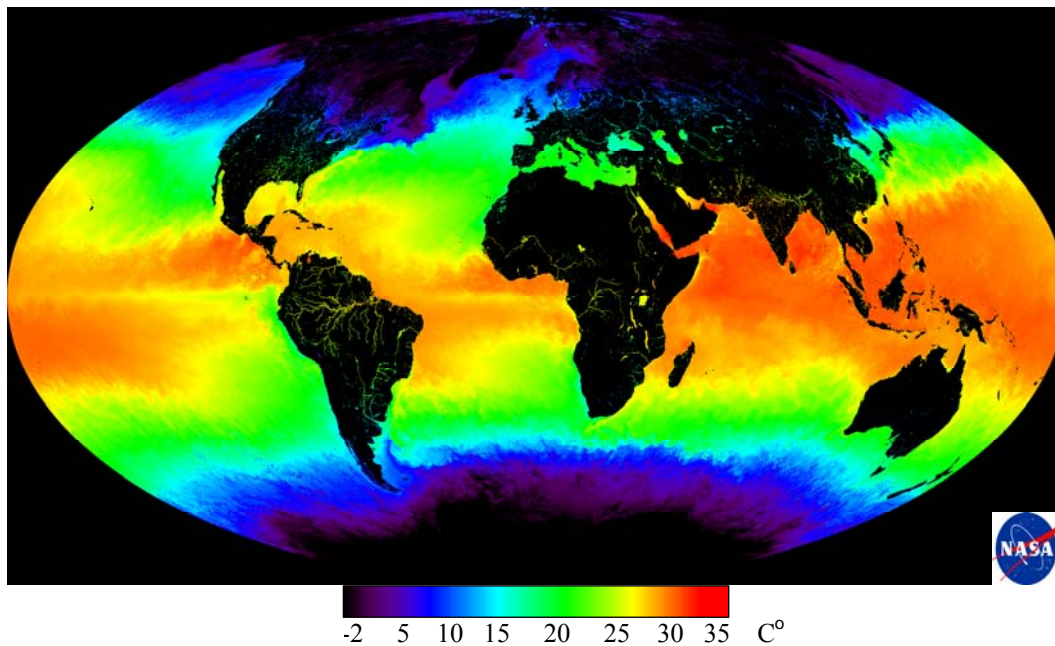


Figura 1.2- Temperatura da superfície do mar em 2001. Pela figura podemos observar as temperaturas mais baixas estão cada vez mais limitadas às zonas polares, e as temperaturas das regiões equatoriais são elevadíssimas. (Modis/Ocean group GSFC,RSMAS, NASA 2003)

A necessidade de avaliar os efeitos antropogénicos no clima global e estudar as possíveis consequências, evidencia a importância da Paleoclimatologia, na compreensão do funcionamento do sistema climático actual a partir do conhecimento das variações climáticas do passado. Um exemplo claro, da similaridade entre o passado e o presente, são os registos de períodos com temperaturas parecidas às actuais, estudos recentes demonstram analogias entre o presente e os registos obtidos há 400,000 anos (de Abreu *et al.*, 2003; Loutre *et al.*, 2003, McManus, 2003). O nível do mar, as temperaturas do oceano, salinidade local e a composição isotópica das calotes de gelo são similares (McManus, 2003). A necessidade de perceber as variações climáticas ocorridas durante o intervalo de tempo 340-405 ka BP, para melhor interpretar e compreender o presente e prever o futuro aquecimento global, transformou-se num dos principais interesses da comunidade paleoceanográfica / paleoclimática.

No último século, por volta de 1860, começaram a funcionar de forma regular as primeiras estações meteorológicas, que nos permitem obter de forma directa os registos das condições climáticas em diferentes pontos do globo. O clima da terra tem sofrido alterações naturais, mais ou menos drásticas ao longo de toda a história do planeta. A reconstrução da história do clima desses tempos só é possível recorrendo à análise de indicadores indirectos. Os testemunhos (cores) de gelo, os sedimentos marinhos, os corais, os registos terrestres (sedimentos lacustres), espeleotemas, os anéis de crescimento das árvores e da distribuição de populações de animais e plantas são algumas das fontes de informação paleoclimática que temos ao nosso dispor. Em função do tipo de fonte de informação utilizado, o estudo paleoclimático poderá ser local ou global cobrindo um espaço de tempo concreto (anos a milhões de anos) numa resolução temporal variável (anos a milhares de anos) dependendo do tipo de registo em análise.

1.1- A PALEOCEANOLOGIA

A atmosfera juntamente com os oceanos, a biosfera (fauna e flora), a litosfera (continentes e fundo dos oceanos) e a criosfera, determinam as condições climáticas de uma região. A atmosfera é de todos os factores o mais variável e o que responde mais rapidamente a qualquer influência externa. Os Oceanos têm um papel muito importante no suporte do equilíbrio químico, sobretudo no que diz respeito às trocas de calor e humidade com a atmosfera. A concentração de dióxido de carbono (CO_2) atmosférico é também um factor importante a considerar pelo que pequenas alterações na concentração deste gás afectam significativamente a concentração de CO_2 na atmosfera, o que pode trazer consequências drásticas no clima global do planeta (figura 1.3). Atendendo a este facto, poderemos perceber o interesse em conhecer bem o papel dos oceanos no intercâmbio global de CO_2 , não só para percebermos as variações climáticas no passado, mas também para podermos prever, de alguma maneira, a tendência futura deste gás com efeito de estufa na atmosfera.

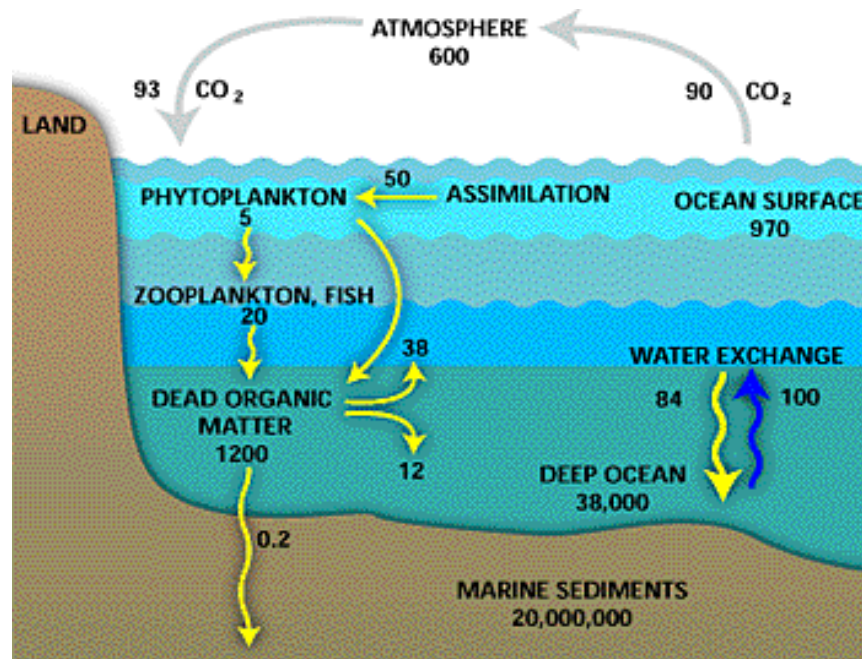


Figura 1.3- Estimativas das trocas de carbono entre o oceano e a atmosfera. As quantidades estão apresentadas em bilhões de toneladas. (NASA, 1999).

Uma outra característica dos oceanos é a capacidade que estes têm em armazenar grandes quantidades de energia e tendo em conta que os oceanos ocupam mais de 70% da superfície da terrestre, é evidente que o seu papel na dinâmica energética global do planeta é muito importante. O estudo das características dos mares e oceanos no passado, a sua evolução e interacção com os continentes, proporciona uma informação muito valiosa sobre as condições ambientais e suas possíveis causas de variação no passado, e constitui o objectivo da Paleoceanografia.

Os sedimentos marinhos são uma fonte fundamental para a paleoceanografia, uma vez que deles é possível extrair uma grande quantidade de informação climática. Os sedimentos marinhos são constituídos por material biogénico e por material continental, acumulado nos fundos oceânicos de uma forma continua, proporcionando um registo paleoclimático à escala global durante os últimos 165 milhões de anos aproximadamente. A informação que pode ser extraída dos sedimentos pode estar por um lado associada à natureza e abundância de material terrígeno, que nos permitem avaliar as variações de humidade e aridez dos continentes, a direcção e intensidade dos ventos, a descarga fluvial e do material transportado por icebergs. Por outro lado também se encontra nos sedimentos material

biogénico, formado por restos de organismos que vivem a diferentes profundidades na coluna de água e que depois de mortos se depositam nos fundos oceânicos. Os estudos das carapaças e ou conchas segregadas por alguns microorganismos (figura 1.4), que ficaram preservados nos sedimentos permitem reconstruir as condições climáticas e de circulação oceânica das águas, em termos de temperatura da superfície do mar (SST), salinidade e nutrientes.

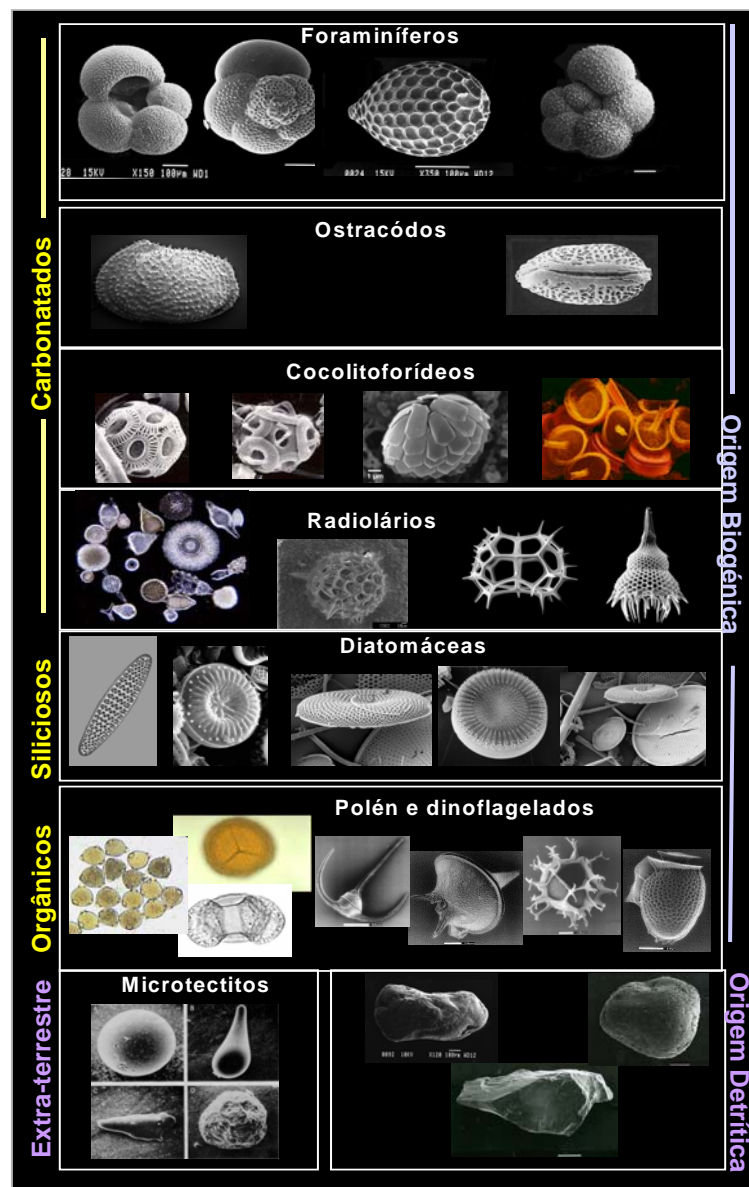


Figura 1.4- Imagens de vários microorganismos, que fazem parte do fitoplâncton e zooplâncton presente nos sedimentos marinhos (de Abreu, 2002).

1.2- DINÂMICA DO ATLÂNTICO NORTE

O sistema formado pelas massas de água oceânicas e as correntes que as movimentam é o principal armazém e meio de transporte do calor na Terra. O conhecimento das características permite-nos compreender melhor a dinâmica deste sistema, bem como os processos que o desencadeiam e ajudará a compreender o funcionamento do clima na Terra. Os sistemas climáticos e oceânicos estão fortemente interrelacionados, de tal maneira que as variações de um estão reflectidas nas alterações do outro. As massas de água transportam o calor de umas regiões para outras, equilibrando a incidência desigual da radiação solar sobre a Terra. O sol aquece mais as massas de água das baixas latitudes e provoca nestas regiões correntes superficiais mais quentes, que se deslocam para latitudes mais altas em função do gradiente de temperatura e salinidade (Broecker *et al.*, 1985). Um exemplo, é a corrente Atlântica (corrente do Golfo) que transporta as águas quentes e mais salinas desde o Golfo do México e Caribe até próximo de Gronelândia e Islândia, onde as massas de água sofrem um arrefecimento súbito à superfície, a densidade aumenta e por convecção afundam formando a Água Profunda do Atlântico Norte-APAN (*North Atlantic Deep Water- NADW*). Esta massa de água, conjuntamente com a Água Profunda Antártida (*Antartic Bottom Water-AABW*), que é a equivalente no hemisférico sul, circula nos fundos oceânicos, provocando o movimento das restantes massas de água e a consequente distribuição do fluxo de calor pelo planeta.

Este modelo de circulação oceânica é designado como “circulação termohalina” por ser desencadeado pelos diferentes gradientes de temperatura e salinidade. Este modelo foi ilustrado por Broecker e Denton, (1989), (figura 1.5), como uma faixa transportadora de calor (*conveyor belt*) à superfície desde as latitudes mais baixas às altas, enquanto que as correntes de águas profundas que se formam nas latitudes altas transportam para o Equador os nutrientes e oxigénio.

As alterações na intensidade da radiação solar e em consequência na circulação termohalina dos oceanos ficam registadas de várias maneiras nos sedimentos oceânicos. A maioria dos organismos que vive na coluna de água é sensível às alterações de temperaturas e presença de nutrientes e o seu registo fóssil é um indicador de possíveis alterações paleoceanográficas.

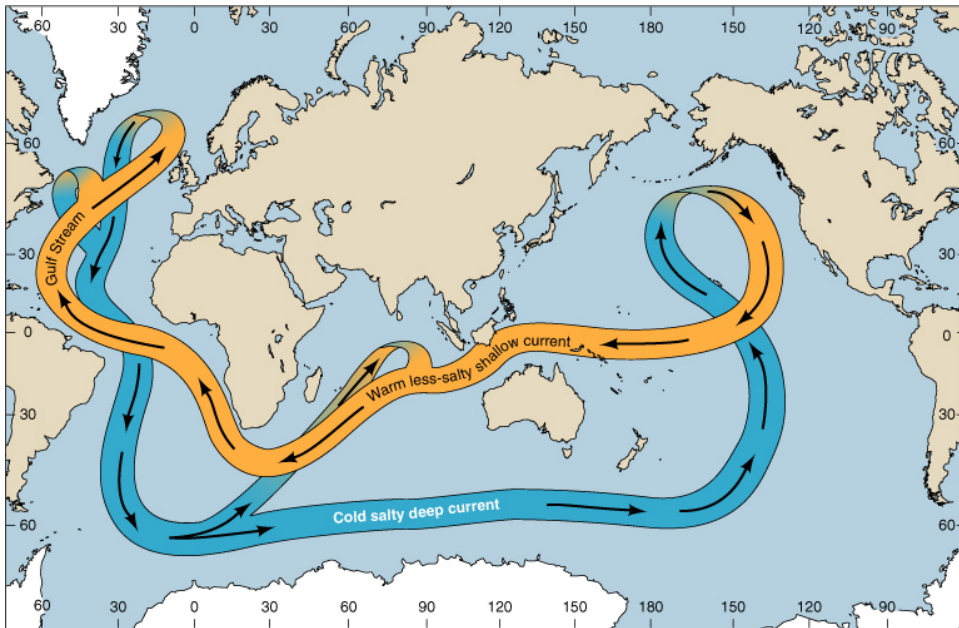


Figura 1.5- Esquema que representa a circulação das grandes massas de água oceânica para compensar a desigual radiação solar. A água profunda forma-se essencialmente no Atlântico Norte e circula pelo fundo de todos os oceanos (banda azul), aflorando em certas zonas compensando o défice das águas superficiais em sais e nutrientes. À superfície, as águas quentes (banda amarela) deslocam-se para o Atlântico para compensar a diferença de calor (Broecker e Denton, 1989).

1.2.1- CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NA COSTA PORTUGUESA

Portugal está localizado no Sudoeste da Península Ibérica ao longo da margem oriental do Atlântico Nordeste, sendo influenciado pelos processos climatológicos e oceanográficos no Oceano costeiro.

No Hemisfério Norte devido ao efeito de Coriolis, há uma deflecção para a direita das correntes induzidas pelo vento o que faz com que a camada superior do oceano se movimente com um ângulo de 90° em relação à direcção do vento é o chamado efeito Ekman. Este efeito dá origem ao fenómeno de Afloramento ou “Upwelling” costeiro, ou seja a um movimento vertical das águas sub superficiais para a superfície junto à costa em resposta à advecção horizontal para o oceano das águas costeiras, que foi descrito para a costa Portuguesa por Fiúza, (1984). De acordo com Fiúza *et al.* (1982) e Wooster *et al.* (1976) o afloramento costeiro na costa ocidental portuguesa, constitui o limite norte do sistema de afloramento associado ao giro anticiclónico do Atlântico Norte e depende do posicionamento do anticiclone dos Açores que ocorre sazonalmente, desde a Primavera até

ao Outono, sob a acção forçadora de ventos do quadrante norte. Condiçionadas pelos ciclos de ventos, as águas ascendem à superfície de toda a plataforma e parte superior da vertente continental, a sua área estende-se em agitações *onshore-offshore* alcançando os 30-50km a partir da costa em condições de calmia. Enquanto que durante a acção de fortes períodos de vento Norte, a sua área de influência pode atingir os 100-200km (Fiúza, 1984).

Os padrões de afloramento do oceano costeiro de Portugal continental são determinados pelo regime de ventos locais morfologia da costa e pelas características batimétricas da plataforma e da vertente superior (Fiúza *et al.*, 1983). A região em estudo localiza-se a norte do canhão submarino de Lisboa e Setúbal, nesta região é observado uma descontinuidade no *upwelling*, associada à existência do promontório da Estremadura e do sistema de canhões, os quais são responsáveis por uma separação aparente para *offshore* das águas que ascendem a Norte da Baía de Setúbal.

O regime de ventos predominantes ao longo da costa ocidental Portuguesa no Verão é diferente do observado no Outono/Inverno, dando origem a dois sistemas de circulação distintos. Assim durante o Inverno os ventos predominantes são de Sul e estão associados a um centro de baixas pressões localizado a Oeste da Península Ibérica (Fiúza, 1984). A corrente à superfície é relativamente quente, dirigindo-se para Norte ao largo da costa ocidental de Portugal e das costas Noroeste de Espanha. Esta corrente é denominada Contracorrente Costeira de Portugal, é visível em imagens de satélite (Fiúza *et al.*, 1998) e resulta da acção combinada do transporte de Ekman induzido pelos ventos de Sul direccionado para a costa existindo a convergência costeira, e do ajustamento geostrófico que ocorre na parte superior da vertente continental da Península Ibérica (associado ao escoamento oceânico zonal de grande escala, direccionado para Este e ocupando os primeiros 200 a 300 metros da coluna de água) (Sousa, 1995).

1.2.2- MASSAS DE ÁGUA CARACTERÍSTICAS DO OCEANO COSTEIRO EM PORTUGAL

As massas de águas podem ser classificadas em diferentes tipos tendo em conta a divisão da coluna de água em 3 camadas verticais: camada superior, intermédia e profunda.

A camada superior engloba águas que circulam até uma profundidade de cerca 500m. Nos primeiros 100 a 200m constituem uma camada superficial onde ocorrem todo o tipo de interações entre o oceano e a atmosfera (radiação solar, evaporação, campo de ventos à superfície, precipitação e descarga dos rios). Esta camada é caracterizada, na época de convergência costeira, pela acção combinada do transporte de Ekman para a costa e o escoamento oceânico zonal de grande escala para leste.

Segundo Fiúza *et al.*, (1998) e Rios *et al.*, (1992) abaixo da camada superficial situam-se duas camadas de “Água Central” que apresentam origens distintas por convecção superficial durante o Inverno: 1) A Água Central Oriental do Atlântico Norte, ramo subtropical (ACOANst) que se forma ao longo da frente dos Açores, 2) Água Central Oriental do Atlântico Norte ramo subpolar (ACOANsp) que tem origem a norte da Península Ibérica., considerada como a água fonte do afloramento na costa portuguesa .

A camada intermédia possui uma extensão vertical que vai dos 500 aos 1500m, situada imediatamente abaixo da ACOAN, no oceano costeiro português esta camada é preenchida pela Água Mediterrânea (AM). A evaporação de água no Mediterrâneo facilita a entrada à superfície de águas atlânticas, menos salinas e menos densas através do estreito de Gibraltar, impulsionando a saída de água mediterrânea, mais salina e densa, em profundidade sob a forma de corrente de fundo a alta velocidade (*Mediterranean Outflow Water-MOW*). As águas mediterrâneas perdem grande parte da sua alta densidade e salinidade ao se misturarem com águas atlânticas no Golfo de Cadiz. A AM estende-se pelo Atlântico Norte a profundidades entre os 600 e os 2500m chegando ao mar da Noruega e à costa do Canada (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1989). Esta água Mediterrânea intermédia circula, assim, para Norte, ao longo da Margem continental Ibérica como corrente de contorno, numa estreita faixa de aproximadamente 100 km de largura, centrada

a uma profundidade de 1000m (Haynes e Barton, 1990). Estudos recentes consideram outros níveis principais de circulação: o primeiro entre os 600 e os 900m, um segundo entre os 1100 e os 1200m de profundidade, e a ainda a existência de um terceiro ramo centrado a profundidade da ordem dos 400metros Ambar (1982).

A camada profunda inclui as águas que circulam entre os 1500m de profundidade e os fundos oceânicos (figura 1.6). No Oceano Costeiro Português em profundidade circula a Água Profunda do Atlântico Norte (NADW). Esta massa de água bem oxigenada com origem principalmente na região da Islândia, ainda que com o contributo do Mar de Labrador, as águas profundas resultam essencialmente da mistura densa de águas árticas que banham a região, com águas superficiais da corrente do Atlântico Norte e da corrente da Noruega, as quais por arrefecimento se tornam muito densas mergulhando rapidamente para os 2000 a 3000m de profundidade (Meadows e Campbell, 1988) atingindo temperaturas inferiores a 4°C (Pickard e Emery, 1990).

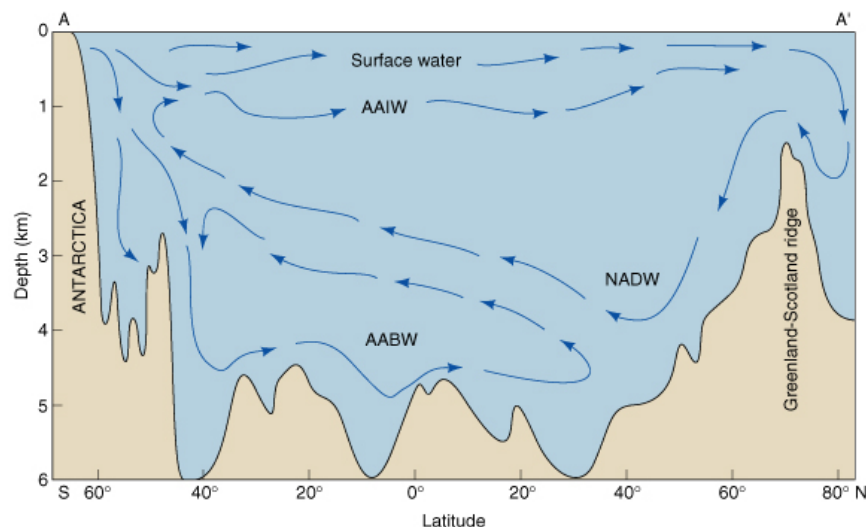


Figura 1.6- Esquema representativo da circulação Oceanica no Oceano Atlantico. A água profunda do atlantico Norte está representada por NADW (North Atlantic Deep Water), água intermédia é designada como AAIW (Antartid Atlantic Intermedial Water) e a água profunda do Atlantico sul AABW (Antartid Atlantic Botton Water).

1.3- EVENTOS CLIMÁTICOS MAIS RECENTES

O estudo com base em sedimentos marinhos e em outros registos (pólen e testemunhos de gelo) possibilitou a definição de diferentes estádios e eventos climáticos na história geológica recente da Terra. Verificou-se que as glaciações e os períodos quentes aconteceram de forma cíclica ao longo dos últimos 2,6 milhões de anos. O último destes ciclos teve lugar há 10cal ka BP anos quando a última glaciação terminou e a Terra entrou no presente período interglacial que se designa por Holocénico.

1.3.1- A TRANSIÇÃO GLACIAL-HOLOCÉNICO

As curvas de isótopos de oxigénio mostram a existência de intervalos com um acentuado aquecimento e uma subida rápida do nível do mar durante o degelo entre os 13 e os 11cal ka BP designada por Terminação 1^a (T1a) e por volta dos 10 cal ka BP designada por Terminação 1b (T1b) (Duplessy *et al.*, 1981; Kennett, 1990). Entre estes períodos verificou-se a existência de um episódio frio de 1000 anos de duração que foi designado de Younger-Dryas e que se encontra registado tanto nos cores de gelo (Dansgaard *et al.*, 1993) como em sedimentos oceânicos (Duplessy *et al.*, 1981; Ruddiman e McIntyre, 1981; Boyle e Keigwin, 1987; Cacho *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2001) e continentais (Duplessy *et al.*, 1981). Estes estudos permitiram concluir que entre os 11 e 9 cal ka BP a NADW estava enriquecida em nutrientes devido a uma maior proporção de AABW (o mesmo aconteceu em épocas glaciares) enquanto que antes e depois (mesmo no período Holocénico) os nutrientes diminuíram e aumentou o $\delta^{13}\text{C}$ indicando um maior fluxo de NADW (Boyle e Keigwin, 1987). Possivelmente o fluxo para o Ártico de água doce do degelo associado à subida do nível do mar e ao aquecimento sentido, poderia ter facilitado a formação e o desprendimento de icebergs das calotes polares e contribuir para o arrefecimento verificado. A temperatura diminuiu 7°C nas latitudes altas (Ruddiman e McIntyre, 1981), em quanto que no mar de Alboran houve um decréscimo de 4°C (Cacho *et al.*, 1999), idêntico ao verificado na margem portuguesa (Abrantes *et al.*, 2001).

1.3.2- O HOLOCÉNICO

O Holocénico é o intervalo de tempo mais recente da história da Terra, no qual nos encontramos na actualidade. Teve início aproximadamente há 10cal ka BP, depois do final da última glaciação. Durante o degelo as temperaturas subiram rapidamente e as calotes europeia e americana derreteram e as águas polares recuaram para Norte até à posição actual a E de Gronelândia há 6 ka atrás (Ruddiman e McIntyre, 1981). Em comparação com outros períodos interglaciares o Holocénico é considerado um período relativamente estável com oscilações de temperatura de 2° C (Boyle e Keigwin, 1987, Cacho *et al.*, 1999). As temperaturas máximas registaram-se no início do Holocénico no período conhecido como “Ótimo Climático”.

Apesar de ser considerado um período relativamente estável, foram encontradas evidências de pequenos episódios de arrefecimento intra-holocénicos (com a temperatura a decrescer 1 a 1,5°C). A oscilação Preboreal surgiu há 10,2ka no Atlântico Norte, com um avanço da frente polar de 500km para Sul (Ruddiman y McIntyre, 1981) foi provocada possivelmente por um aumento súbito na velocidade do degelo das calotes escandinavas, canadenses e do mar de Barents, seguida de um aumento do fluxo de água doce para o Atlântico Norte. Por volta de 8,2ka foi registado um novo decréscimo de temperaturas no Atlântico Norte associadas à aridez e frio na africa ocidental, que se relaciona com o degelo da baía de Hudson no Canadá (Alley *et al.*, 1997). O Holocénico está marcado por repetidas oscilações climáticas, as mais recente das quais ficou conhecido como Período Quente Medieval (Medieval Warm Period) seguido da Pequena Idade do Gelo (Little Ice Age) (Bond, 1997; Bond, 2001).

1.4- APLICAÇÃO DOS BIOMARCADORES MOLECULARES COMO FERRAMENTA PALEOCEANOGRÁFICA

Durante os primeiros estudos paleoceanográficos, a informação utilizada para reconstruir as condições climáticas e oceanográficas era basicamente a extraída dos fósseis de microorganismos plantónicos e bentónicos (foraminíferos, cocolitóforos, diatomáceas e

radiolários) preservados nos sedimentos e que constituem uma preciosa fonte de informação das condições existentes no momento da sua deposição. Mas nos sedimentos marinhos podemos não só encontrar organismos marinhos ou de origem terrestre mas também compostos orgânicos sintetizados por esses organismos. Por volta dos anos 80 foi desenvolvida uma metodologia que tem como base a utilização de compostos orgânicos, geralmente lípidicos, como biomarcadores moleculares das condições ambientais do passado (Marlowe *et al.*, 1984; Poynter e Eglinton, 1990; Eglinton, 1993; Brassell, 1993; Rosell-Melé *et al.*, 1994; Villanueva, 1996). Para um composto ser considerado biomarcador tem de ter sido sintetizado por um grupo de organismos específico e possuir uma configuração molecular que lhes confira a estabilidade necessária para perdurar dentro do registo sedimentar. Deste modo a presença nos sedimentos de maiores ou menores quantidades de um biomarcador pode ser indicador do grau de produção do organismo precursor (Cacho *et al.*, 2001). Contudo, não se podem desprezar outros factores de controlo, tais como a eficiência dos mecanismos de transporte dos compostos e a preservação da matéria orgânica no momento da deposição. No presente trabalho de dissertação foram identificados e quantificados os n-alcenos de cadeia impar (23 a 31 átomos de carbono) e os n-alceno-1-ol com número par de átomos de carbono (20 a 30 átomos de carbono) de origem terrestre, e as alcanonas de origem marinha.

1.4.1- OS N-ALCANOS E N-ALCOOIS

Os n-alcenos e os n-alcoois de cadeia longa são compostos de baixa solubilidade em água e baixa volatilidade, que formam parte das cutículas das plantas vasculares (Eglinton e Hamilton, 1967). A cutícula é uma capa cerosa impermeável e mecanicamente resistente que reveste as células epidérmicas das plantas superiores, proporcionando protecção contra a dissecação e os ataques bacterianos.

A sua resistência à degradação possibilitou a sua detecção nas mais variadas zonas, em sedimentos de todos os oceanos, quer associados a aerossóis marinhos como em sedimentos oceânicos, neste caso o transporte eólico é o mecanismo responsável pelo seu transporte desde os continentes (Gagosian *et al.*, 1987; Poynter *et al.*, 1989a). Nas zonas junto à linha de costa o transporte do material terrígeno é principalmente devido à descarga

dos rios, ou pelo material produzido pela erosão da plataforma continental (Farrington *et al.*, 1988; Pelejero *et al.*, 1999; Pral *et al.*, 1994), embora possa estar também afectado pelas alterações no nível do mar. Outra fonte importante de n-alcanos no registo sedimentar marinho são os *icebergs*, que uma vez desprendidos das calotes polares, podem ser transportados pelas correntes oceânicas superficiais até latitudes mais baixas.

Os alcanos sintetizados pelas plantas superiores podem ter de 21 a 33 átomos de carbono. Entre estes alcanos predominam os de número ímpar de átomos de carbono, sobretudo o C₂₇, C₂₉ e C₃₁ (Brassell, 1993). Contudo, em sedimentos marinhos há casos onde a distribuição de n-alcanos de cadeia ímpar pode não ser dominante face aos alcanos pares (Martrat, 2001; Villanueva, 1996). Este tipo de distribuição está associada a processos de degradação da matéria orgânica, sendo evidente nos petróleos.

Ao contrário dos n-alcanos, os n-álcoois apresentam uma distribuição com predomínio do número par de átomos de carbono, os mais abundantes são C₂₂OH, C₂₄OH, C₂₆OH e o C₂₈OH.

A variação da relação alcanos e álcoois, é sugerida por vários autores como estando associada a fenómenos de degradação. Os n-álcoois são compostos mais instáveis perante processos de degradação da matéria orgânica (Madureira, 1994; Madureira *et al.*, 1995; Poynter *et al.*, 1989b). Neste sentido foi criado um índice para avaliar a preservação da matéria orgânica nos sedimentos, que é dado pela razão álcoois/ álcoois + alcanos, cujo valor será tanto maior quanto mais elevada for a concentração em álcoois na amostra (Cacho *et al.*, 2000). Donde podemos depreender que se o sedimento tem uma elevada quantidade de álcoois, considerando que este composto é bastante instável, a matéria orgânica está bem preservada nos sedimentos.

Índice de preservação dos álcoois:

$$API = \frac{\sum(C_{24}OH + C_{26}OH + C_{28}OH)}{\sum(C_{24}OH + C_{26}OH + C_{28}OH) + \sum(C_{27}AK + C_{29}AK + C_{31}AK)}$$

1.4.2- ALCANONAS

As alcanonas são metil-etil-cetonas de 37 a 42 átomos de carbono, com duas, três e quatro insaturações. A estrutura química das cetonas usualmente utilizadas como indicadores paleoclimáticos, as cetonas de 37 átomos de carbono, está representada na figura 1.6 (Rechka e Maxwell, 1988).

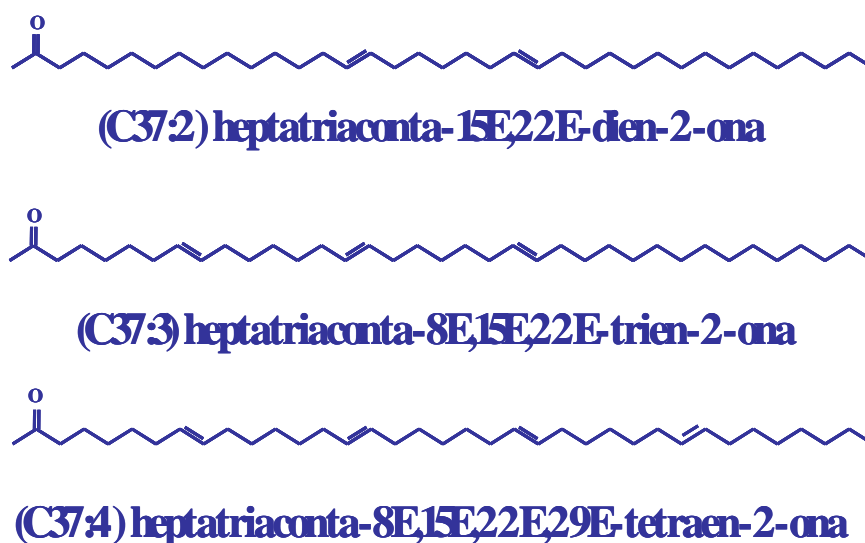


Figura 1.7- Estrutura química das cetonas com 37 átomos de carbono com duas, três e quatro insaturações (di C_{37:2}; tri C_{37:3} e tetra C_{37:4} alcanona).

As alcanonas são compostos com uma estrutura molecular particular o que lhe confere uma excepcional resistência à degradação e que as torna muito úteis como biomarcador molecular (Volkman *et al.*, 1980; Rechka e Maxwell, 1988). Inicialmente pensou-se que estes compostos eram sintetizados por uma alga fitoplantônica, o cocolitóforo *Emiliania huxleyi* (figura 1.8) (Volkman *et al.*, 1980), espécie dominante nas comunidades de colitóforos actuais, com uma ampla distribuição em todos os oceanos (Conte *et al.*, 1998; McIntyre e Bé, 1967; Okada e Honjo, 1973; Okada e McIntyre, 1979).

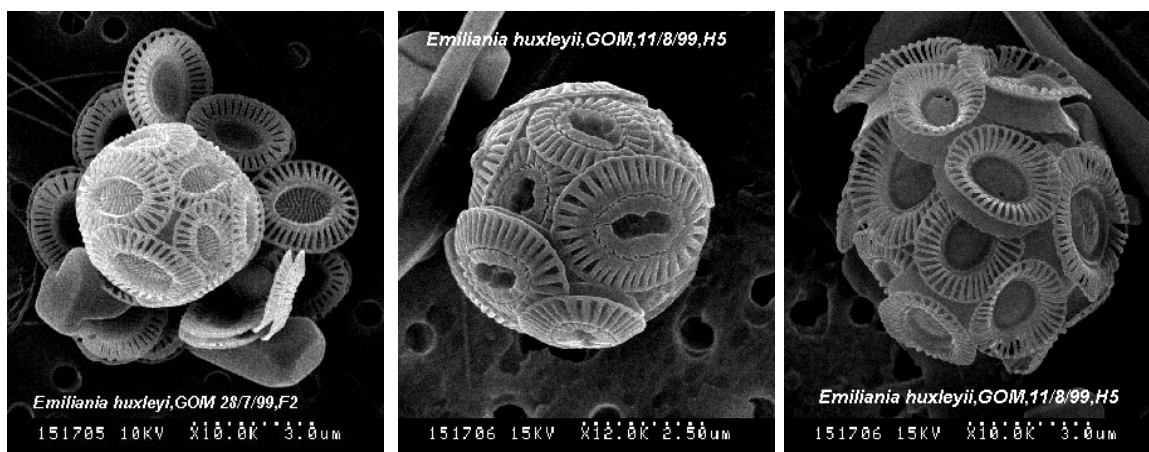


Figura 1.8 – Fotografias de alga cocolitoforo *Emiliana huxleyi* cortesia da Dra. Dolores Blasco do CMIMA, Barcelona, Espanha.

Estudos posteriores demonstram que as alcanonas são também sintetizadas por outras algas, mas restringem-se à classe Haptophytea (Marlowe *et al.*, 1984; Marlowe *et al.*, 1990, Volkman *et al.*, 1995).

A composição relativa e o grau de insaturação das alcanonas sintetizados pela alga Haptophytea estão fortemente relacionados com a temperatura do meio ambiente onde se formam. Assim em ambientes frios, estes organismos apresentam um predomínio dos compostos mais insaturados ($C_{37:3}$ e $C_{37:4}$) e em ambientes temperados o grau de insaturação diminui de forma a predominarem as dinsaturadas ($C_{37:2}$).

Ensaio de cultura de *Emiliana huxleyi*, feitos em laboratório permitiram comprovar esta relação e definir um índice de insaturação U_{37}^k (Brassell *et al.*, 1986):

$$U_{37}^K = \frac{[C_{37:2}] - [C_{37:4}]}{[C_{37:2}] + [C_{37:3}] + [C_{37:4}]}$$

onde $C_{37:2}$, $C_{37:3}$ e $C_{37:4}$ são as concentrações das alcanonas de 37 átomos de carbono com 2, 3 e 4 insaturações, respectivamente.

Posteriormente foi definido um índice simplificado $U_{37}^{k'}$ no qual foi eliminada a alcanona tetra-insaturada, pois em meio marinho a alcanona tetra-insaturada apresenta concentrações muito baixas e não é sintetizada a temperaturas superiores a 8°C .

Prahl e Wakeham, (1987) propuseram a seguinte simplificação para o índice:

$$U_{37}^{K'} = \frac{[C_{37:2}]}{[C_{37:2}] + [C_{37:3}]}$$

As experiências com cultivos de algas a temperaturas controladas permitiram ainda, a estes autores, definir uma relação linear entre o índice de insaturação e a temperatura das águas definida por:

$$U_{37}^{K'} = 0,040 \times T - 0,110 \quad r = 0.989$$

onde o T é a temperatura de superfície da água do mar.

Esta calibração foi ajustada para temperaturas compreendidas entre os 8 e os 25°C (Prahl *et al.*, 1988; Prahl e Wakeham, 1987). Estudos posteriores, com base em material particulado, sugeriram algumas modificações a esta calibração (Brassell, 1993; Sikes e Volkman, 1993). Outras calibrações foram definidas em função da zona de estudo (Cacho *et al.*, 1999; Conte e Eglinton, 1993; Conte *et al.*, 1992; Ternois *et al.*, 1997).

A aplicação em sedimentos superficiais mostra, também, a correspondência do índice de insaturação das alcanonas com a temperatura de superfície da água do mar (SST- *Sea Surface Temperature*) nos vários oceanos: no Atlântico Norte (Conte *et al.*, 1992; Rosell-Melé *et al.*, 1995), no Pacífico Norte (Herbert *et al.*, 1998; Prahl *et al.*, 1987), no mar da China (Pelejero *et al.*, 1997) e no Oceano Índico (Sonzogni *et al.*, 1997), estas calibrações são válidas para temperaturas compreendidas entre os 5 e os 29°C.

Mais recentemente, Müller *et al.*, (1998) analisou as diferentes calibrações, e propôs uma calibração global do índice $U_{37}^{K'}$ para temperaturas que podem variar de 0 a 29°C, válida para todos os oceanos entre os 60°N e os 60°S.

$$U_{37}^{K'} = 0,033 \times SST - 0,044 \quad r = 0,958$$

Esta relação linear entre o índice e a temperatura foi a utilizada para determinar as temperaturas de superfície da água do mar na área de estudo da presente dissertação.

Um dos aspectos importante a ter em conta, para poder utilizar este método como indicador paleoclimático é comprovar que este índice não se altera pelos processos de degradação, tanto microbiana como química, durante o seu transporte na coluna de água e deposição nos sedimentos. As alcanonas são compostos mais resistentes à degradação que os restantes lípidos (Grimalt et al., 2000; Volkman et al., 1983,).

São várias as vantagens em utilizar este índice para determinar SSTs:

i) O índice não é afectado pelas alterações drásticas das condições de preservação da matéria orgânica, mesmo que haja variações na degradação das alcanonas totais, os diferentes compostos envolvidos no índice U_{37}^K são degradados à mesma velocidade sem afectar a sua relação (Prahl e Muehlhausen, 1989).

ii) Este índice permanece inalterado mesmo que variem as condições de dissolução dos carbonatos, situação que afecta as técnicas de estudo dos foraminíferos. (Sikes *et al.*, 1991).

iii) A estimação de SST é independente de outras variáveis ambientais, como a disponibilidade de nutrientes, a insolação, a oxigenação das águas, o volume das calotes polares, a salinidade das águas, (Pelejero *et al.*, 1997)

iv) O Índice U_{37}^K possibilita o isolamento das cetonas, permitindo determinar SSTs em sedimentos situados por baixo da lisoclina, enquanto que os métodos baseados nos restos carbonatados podem estar afectados pela dissolução parcial ou total, influenciando o seu sinal paleotérmico.

Capítulo II

Descrição da Área de Estudo

2- LOCALIZAÇÃO

A área de estudo está localizada na plataforma continental Portuguesa entre o cabo Raso e o cabo Espichel junto à parte mais ocidental da Europa, sendo designada como prodelta do Tejo (figura 2.1). É uma região fortemente influenciada pelas características específicas da bacia e estuário do Rio Tejo, e pelas condições de circulação e Oscilação do Atlântico Norte (*North Atlantic Oscillation-NAO*).

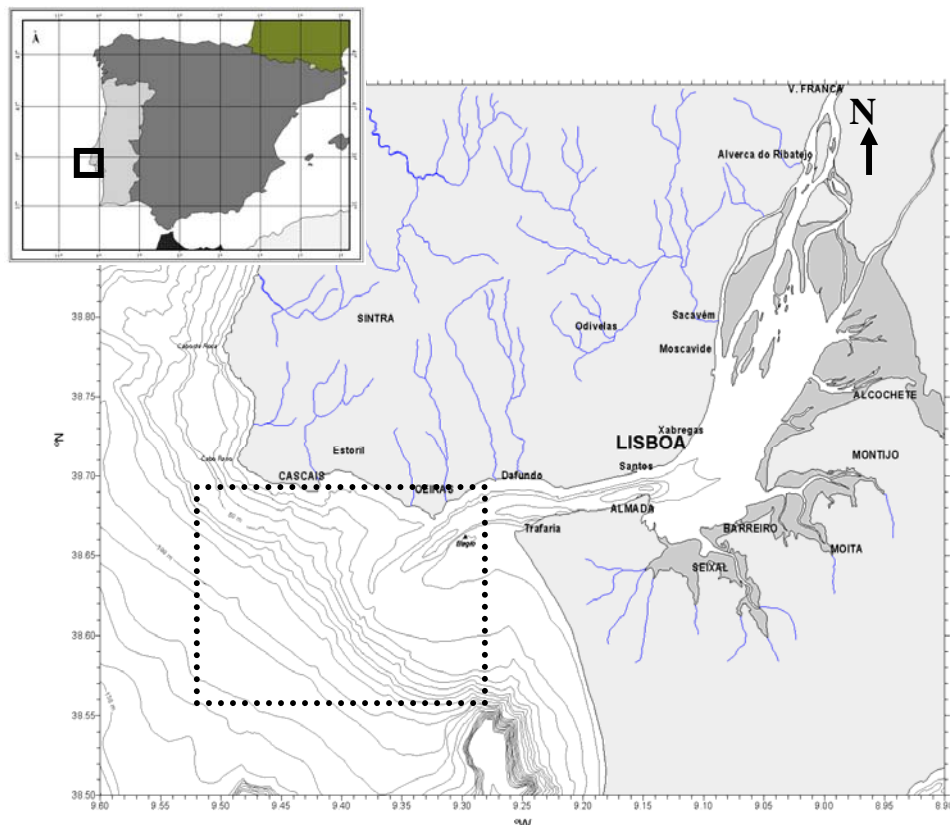


Figura 2.1- Localização geográfica da área de estudo delineada pelo quadrado de estrelas.

2.1- RIO TEJO

Os rios têm um papel muito importante na transferência de matéria dissolvida e particulada dos continentes para os oceanos. Em geral a exportação de matéria dos rios para o oceano processa-se em suspensão com uma dinâmica específica de cada sistema fluvial, a qual depende de um conjunto de factores de ordem física, química, biológica e geológica. Na (figura 2.2) observa-se a pluma de sedimentos em suspensão à saída do rio Tejo.

Os mecanismos forçadores que podem ser cíclicos, ou não cíclicos, estão relacionados com a elevada variabilidade atmosférica e oceanográfica do clima com as mudanças morfológicas que se verificam ao nível do estuário.

Para além desta matriz complexa, há que considerar os impactes das actividades antrópicas que, actualmente, em muitos estuários, têm importância decisiva e dominante, como é o caso do Rio Tejo (Garcia *et al.*, 1995).



Figura 2.2- Pluma de sedimentos em suspensão à saída do Rio Tejo, mostrando a existência de uma zona preferencial de deposição dos sedimentos. (<http://earth.jsc.nasa.gov>, Setembro de 1992).

Dado que as características específicas de cada bacia hidrográfica, como o clima, a vegetação, a geomorfologia e a composição mineralógica dos seus solos e rochas, são factores determinantes na quantidade e composição do material transportado por um rio, as zonas de sedimentação preferencial desse material deverão conter registos claros das interacções destes factores ao longo do tempo (Milliman e Syvitski, 1992).

2.2- BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO TEJO

Localizada entre os 38° e 41° de latitude N e 01° e 10° de longitude W a bacia hidrográfica do Rio Tejo corta longitudinalmente a Península Ibérica com uma orientação dominante Este-Oeste (figura 2.3). Tem forma alongada cobrindo uma área de aproximadamente 80629 km² dos quais 55769 km² (69%) em Espanha e 24860 km² (31%) em Portugal. A bacia hidrográfica do rio Tejo é limitada a Norte pelas bacias do Douro (97282 km²) e Mondego (6645 km²), a Leste pelas bacias do Ebro (8600 km²), Túrria (6394 km²) e Jucar (21579 km²) e a Sul pelas bacias do Guadiana (66960 km²) e do Sado (7696 km²). Dos rios peninsulares a bacia hidrográfica do Tejo ocupa o terceiro lugar em área e o primeiro em comprimento com um curso de 1100 km (INAG,1986).

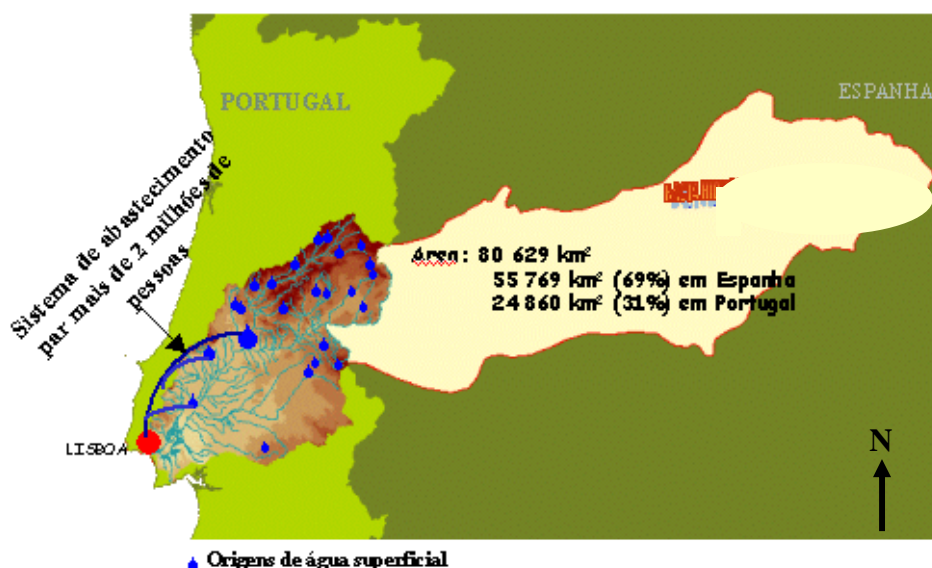


Figura 2.3- Localização geográfica e caracterização da bacia do Rio Tejo. (Tejo <http://snirh.inag.pt>)

O Rio Tejo nasce na serra de Albarracín a cerca de 1600 m de altitude, entra definitivamente em Portugal em Vila Velha de Ródão e desagua num estuário antes de chegar ao Oceano Atlântico, junto a Lisboa. No seu percurso de 1100 km, 230 km situam-se em Portugal, 827 km em Espanha e 43 km servem de fronteira entre a foz do Rio Erges e a foz do Rio Sever.

Na figura 2.4 está apresentado o perfil longitudinal do Rio Tejo. Os principais afluentes da margem direita os rios Ergues, Pônsul, Ocreza, Zêzere, Almonda, Alviela, Maior, Ota, Alenquer e Trancão e da margem esquerda os rios Sever, Nisa, Alpiarça, Magos e Sorraia.

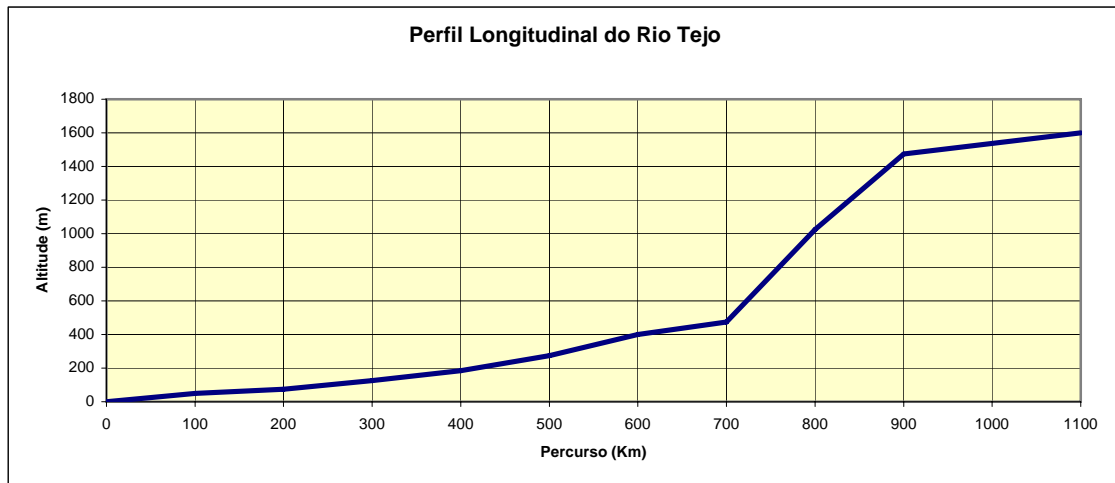


Figura 2.4- Perfil longitudinal do Rio Tejo (INAG 1986).

2.2.1- O Relevo e a Geologia

A bacia Hidrográfica do Rio Tejo é delimitada pelos maciços de Somosierra, Guardarrama, Gredos e Gata em Espanha e pelas serras da Estrela, Lousã, Sicó, Candeeiros e Montejunto em Portugal.

O relevo da bacia na região portuguesa, é caracterizado por uma vasta planície enquadrada por colinas na zona Norte cujo relevo se eleva a cerca de 2000 m na zona da serra da Estrela, e por uma série de terraços na margem sul, os mais altos dos quais formando extensas planícies raramente ultrapassando os 200m de altitude (figura 2.5).

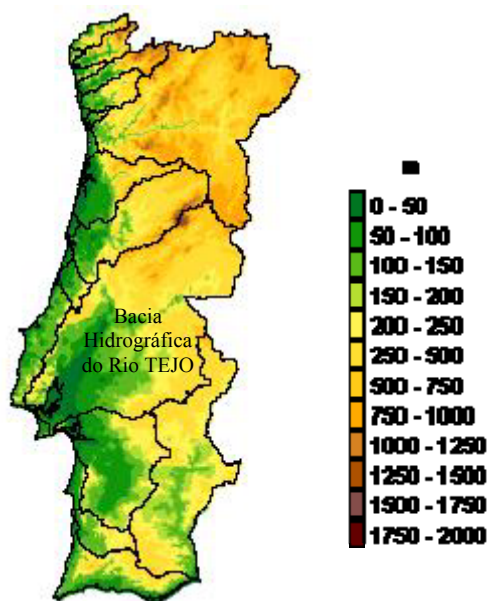


Figura 2.5- Altimetria de Portugal continental (Tejo <http://snirh.inag.pt>).

Ao entrar em Portugal o rio Tejo corre encaixado num relevo profundamente envelhecido do Maciço Hespérico, constituído por formações graníticas, xistos e rochas sedimentares. Ao mudar de orientação de Oeste para sul, a bacia alarga-se sensivelmente, desenvolvendo-se sobre uma extensa planície aluvial, para além desta, nos terrenos terciários que constituem a unidade geológica conhecida por bacia Cenozóica do Tejo. Esta bacia corresponde a uma depressão tectónica limitada a Norte por formações Mesozóicas com predomínio de bancadas calcárias e a Sul pela Bacia Cenozóica principalmente por terrenos do Maciço Hespérico (INAG,1986).

2.2.2- O Clima

O clima de uma região pode ser definido pelos índices de precipitação, temperatura, insolação e evaporação.

Em termos médios anuais os valores mais altos de precipitação verificam-se na região da Serra da Estrela com cerca de 3000mm, e os valores mais baixos na ordem dos 600mm, na região de Lisboa e junto à fronteira com Espanha (figura 2.6). A precipitação média anual na bacia hidrográfica do Tejo na parte espanhola é de cerca de 650mm e na portuguesa de cerca de 900 mm na margem direita e 600mm na margem esquerda.

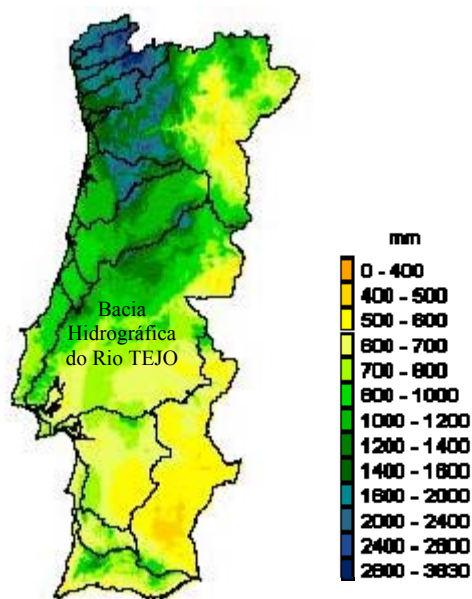


Figura 2.6- Mapa de precipitação anual dados precipitação de 1959/60 a 1990/91.
(Tejo <http://snirh.inag.pt>)

A precipitação tem em geral uma distribuição sazonal muito marcada, centrando-se cerca de 75% da precipitação anual no semestre mais húmido (Outubro – Março), com um máximo de 80% (Lisboa) e um mínimo de 71% (Penamacor). No período seco (Junho – Setembro), em geral, não chove. O regime de ventos de quadrante Norte predomina em todos os meses com excepção de Março em que são dominantes os ventos de Oeste e Sudoeste (Monteiro e Moita, 1971).

A temperatura média anual é da ordem dos 15°C oscilando entre 7°C na Serra da Estrela e 16°C numa larga mancha ao longo do Tejo e em algumas zonas ao sul do rio (INAG, 1986).

O número médio anual de horas de sol no vale do Tejo oscila entre as 2700 e 2800 horas com um máximo de 3000 horas na região de Lisboa, e um mínimo de 2300 horas na serra da Estrela, situando-se o valor médio de evapotranspiração real próximo dos 500mm (INAG, 1986).

Nos últimos anos, o regime natural do rio tem sido alterado e o caudal que aflui de Espanha tem diminuído significativamente, devido à construção de grandes barragens e ao aumento dos consumos de água.

2.2.3- Factor antropogénico

O Homem tem tido uma influência importante nas alterações observadas quer no tipo e quantidade de materiais quer na transportados pelo rio. Como exemplo destas acções podemos salientar:

- i) A construção de barragens e protecções para as cheias que provocam uma irregularidade do regime dos caudal natural do rio, reduzindo a transferência de sedimentos para o oceano.
- ii) A urbanização e exploração agrícola desenvolvidas nas margens e bacia hidrográfica aceleram a erosão e o transporte de sedimentos.

O regime de caudais tem sido cada vez mais irregular, dado que é condicionado pelo grande número de barragens (141 no total, 119 espanholas e 22 portuguesas) (Garcia, *et al.*, 1995), e resulta numa diminuição na alternância sazonal dos caudais.

2.3 - O ESTUÁRIO DO RIO TEJO

O estuário do Tejo é o maior da Europa ocidental, apresentando uma área húmida com cerca de 320km², e uma extensão de 80km desde o seu limite a montante, definido como o ponto onde a salinidade é praticamente zero (pode variar com os caudais), perto de Muge, a cerca de 50km do oceano, e a jusante, pelo limite da pluma salobra visível nas águas da zona costeira até aproximadamente à barra (figura 2.2) secção entre a Torre de São Julião e o Bugio). A configuração do estuário é caracterizada por um alargamento progressivo que chega a atingir os 15 km na zona central, sucedendo-se uma redução gradual até 2 km na zona de desembocadura no oceano.

No estuário, as correntes de maré ocorrem num período semi-diurno. A amplitude vertical de marés na embocadura do estuário pode variar entre pouco mais de 1 metro nas marés-mortas e até cerca de 4 metros durante as marés vivas (Vale e Sundby, 1987). O estuário recebe em média caudais anuais na ordem dos 300 a 400m³s⁻¹ podendo variar entre os 100

e $1000\text{m}^3\text{s}^{-1}$ consoante a regularização em Espanha, e sendo este alterado em períodos irregulares com caudais de cheias. Em Fevereiro de 1979 foi registada a maior cheia do século no rio Tejo. Segundo Vale, (1981) foram medidos em Fevereiro, durante as cheias, valores médios de $12\,000\text{m}^3/\text{s}$, superando em larga escala o valor médio anual de $400\text{m}^3/\text{s}$.

O regime de correntes que afecta a zona de desembocadura do estuário do Rio Tejo está influenciado pela existência de uma descontinuidade morfológica entre o canal de embocadura e a zona interior do estuário do Tejo. Na região em que o estuário comunica com o oceano as correntes de maré atingem velocidades superiores a 3 nós.

2.4 - PLATAFORMA CONTINENTAL ADJACENTE

A plataforma continental portuguesa entre o Cabo Raso e o Cabo Espichel ocupa uma área com cerca de 1600km^2 . Morfológicamente a plataforma continental é estreita, apresentando uma largura compreendida entre 3 e 30km (Jouanneau, *et al.*, 1998) a largura da plataforma aumenta para sul sendo de 22km em frente ao Cabo Raso e de 34km em frente ao Cabo Espichel (Monteiro e Moita, 1971). A batimetria é condicionada pela presença de acidentes morfológicos, nomeadamente dos canhões submarinos de Lisboa e Setúbal.

Em 1928 Ramalho e Dentinho (Fiúza, 1984) durante o cruzeiro oceanográfico “Albacora” definiram a existência de três zonas distintas ao longo da plataforma continental portuguesa, sendo uma delas entre o Cabo da Roca e o Cabo Espichel e descrita como “uma faixa de transição rápida e muito nítida em que a temperatura e a salinidade passam respectivamente de menos de 14°C a mais de 15°C e de menos de 35,70 a mais de 36,00.

A ondulação é outro factor importante das condições oceanográficas pois é o principal responsável pelo transporte e distribuição de sedimentos litorais (Monteiro e Moita, 1971).

Até aos primeiros 70m a morfologia é condicionada principalmente pela ondulação em frente à foz do Tejo e pelas correntes de maré. Junto à embocadura do estuário existem

dois bancos de areia bem definidos, os Cachopos Norte e Sul aos 20m e os Canais da Barra a 10m, dispostos paralelamente ao canal da Barra Grande com orientação NE-SW. São definidas duas aplaques entre os 90 e 170m que possivelmente possam corresponder a terraços ou estarem associadas a fenómenos de deposição de sedimentos na área (Monteiro e Moita, 1971).

Os canhões submarinos constituem o traço morfológico mais importante na região estudada. Nesta zona o litoral forma uma concavidade interrompida pela foz do Rio Tejo, onde a sedimentação litoral é dominada pelo delta submarino do rio.

2.5- SEDIMENTOLOGIA

De acordo com os resultados de Monteiro e Moita, (1971), a análise textural dos sedimentos da área permite definir zonas preferenciais preenchidas por areias, em faixas que vão até às batimétricas dos 50 e 200 m. Estas areias apresentam uma composição idêntica à dos sedimentos do litoral, o que, de acordo com os mesmos autores se deve ao facto de a contribuição do rio em material arenoso ser reduzida devido à retenção da componente areia a montante do estuário. A área sombreada a verde na figura 2.7 corresponde a lodos (componente silto argilosa superior a 80%) e uma concentração média de carbono orgânico de 1,4% e definem a zona de deposição preferencial dos sedimentos transportados em suspensão pelo Rio Tejo (Gaspar *et al.*, 1977 e Lima, 1971),

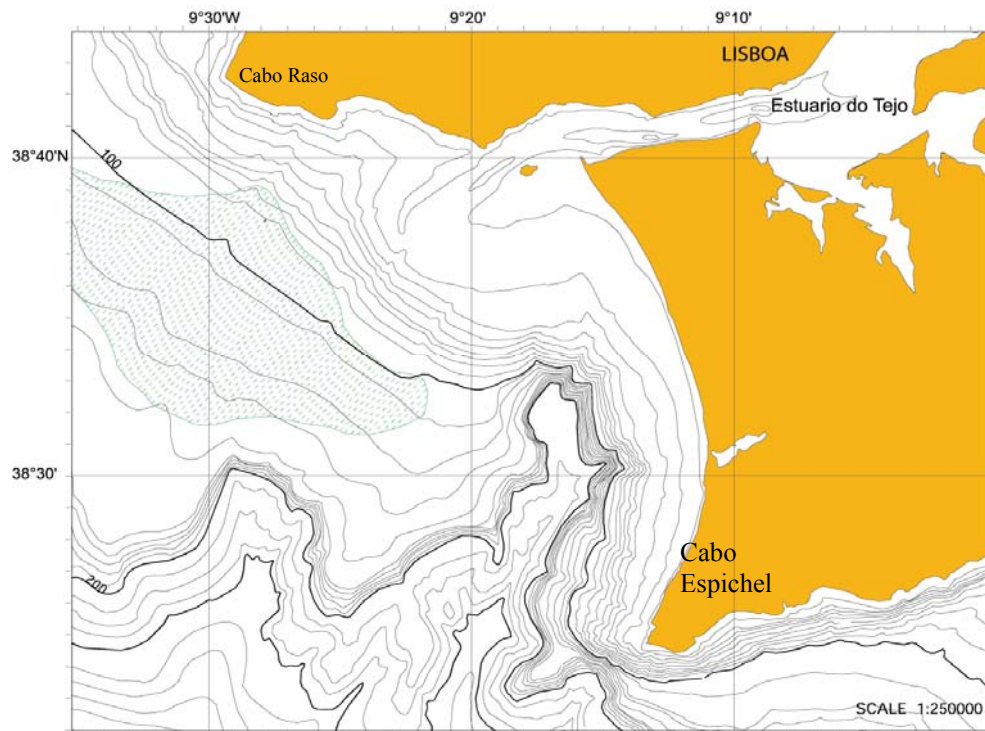


Figura 2.7- Mapa da área de estudo com curvas batimétricas assinalada de 10 em 10m. A região assinalada a verde representa a zona preferencial de deposição da fracção menor que 63µm.

Capítulo III

Material Estudado

3- Material Estudado

Para a realização deste trabalho foram estudadas 150 amostras colhidas de 2 sequências verticais de sedimentos (cores) 1 um boxcore localizados no prodelta do Tejo (figura 3.1), durante as campanhas oceanográficas Discovery 249 em 2000. O boxcore estudado foi colhido durante a campanha oceanográfica PO287- PALEO I realizada de 22 Abril a 3 de Maio de 2001, pelo Departamento de Geologia Marinha do Instituto Geológico e Mineiro (tabela 3.1).

Tabela 3.1- Referenciação dos cores

Core Ref.	Longitude (W)	Latitude (N)	Profundidade da água (m)	Comprimento do Core (m)	Navio	Campanha	Tipo de Amostrador
3445 D13902	9° 20' 13"	38° 33' 24"	90	6	Discovery	249	Core de Pistão
3444 D13882	9° 27' 25"	38° 38' 07"	88	13,61	Discovery	249	Core de Pistão
3578 PO287- 26 1B	9° 21' 8"	38° 33' 5"	96	31	Poseidon	PALEO I	Boxcore

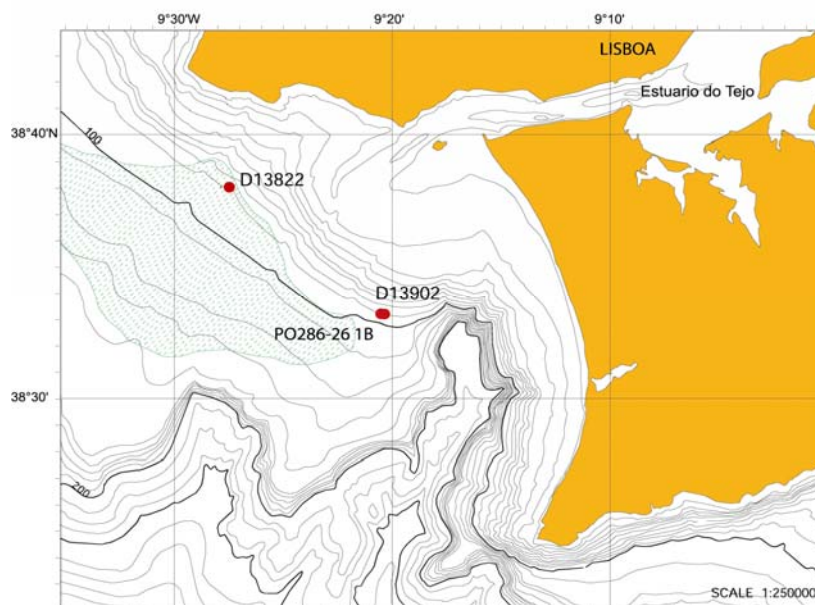


Figura 3.1: Localização geográfica das sequências sedimentares em estudo. A Batimetria está representada de 10 em 10m.

3.1- DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DOS CORES

Os dois cores de pistão (D13882 e D13902) foram colhidos em Julho de 2000, a bordo do navio Inglês Discovery durante a campanha 249. As figuras 3.2 e 3.3 apresentam a descrição das sequências sedimentares então recolhidas e analisadas neste trabalho.

Core D13882

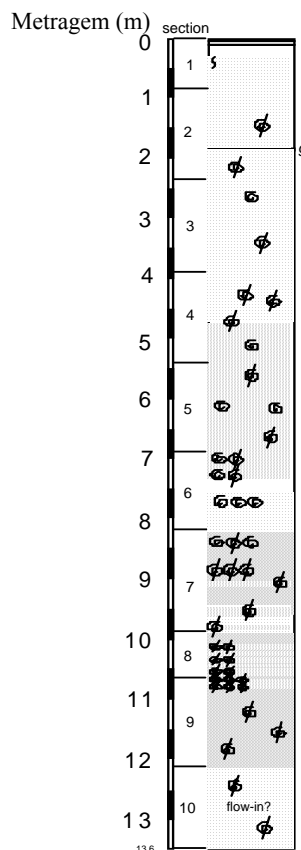


Figura 3.2- Descrição do core D13882 de acordo com Lebreiro, (2000) Os primeiros 4,5 m de sedimento apresenta uma textura lodosa (mistura de silte e argila) hemipelágica com baixo teor de carbonatos. Entre os 4,5 m e os de 7,3 m o material é caracterizado por silte arenoso com níveis de carbonatos frequentes. Dos 8 m aos 12 m a textura do material é composta por silte e argila com elevadas concentrações de material carbonatado. Nos últimos 1,5 m a textura é idêntica ao início do core, e apresenta evidências de o material estar perturbado devido ao método de amostragem.

Core D13902



Figura 3.3- Descrição do core D13902 de acordo com Lebreiro, (2000). Os primeiros 150 cm de core apresentam a mesma textura que os últimos 150 cm de core mas com uma composição em material carbonatado diferente. Na segunda secção de core o material é composto por silte argiloso micáceo com dois níveis de areia com conchas. Na secção seguinte a textura é caracterizada por silte arenosa com conchas dispersas. Na última secção a textura é caracterizada por areia com material carbonatado.

Após análise detalhada deste core aquando da subamostragem, verificou-se a existência de um (*flow-in*) arrastamento do material do fundo ao longo das paredes do tudo colhedor (*liner*) e que vinha preencher parcialmente a última secção, pelo que se procedeu à limpeza cuidadosa do sedimento em contacto com o tubo para cada centímetro amostrado.

3.2- DESCRIÇÃO LITOLÓGICA DO BOX CORE

A descrição do material colhido foi feita a bordo, a superfície apresentava uma composição siltosa cor “moderate olive gray” com algumas placas de mica e abundantes tubos de vermes. Em profundidade o silte apresenta cor “black and olive gray” intercalada com argila siltosa (figura 3.4).



Figura 3.4- Fotografia da boxcore PO286-26-1B colhida na campanha Paleo 1 em 2002. É visível na imagem a introdução dos tubos (liners) para amostrar o sedimento.

Na realização deste trabalho foi utilizado o material amostrado para análise granulométrica, para análise química elementar e para os biomarcadores. Este material foi amostrado do boxcore através de *liners* com 10 cm de diâmetro, os quais foram seccionados de cm a cm.

3.3- AMOSTRAGEM

A amostragem das sequências sedimentares foi feita a bordo do navio oceanográfico e no laboratório, segundo os procedimentos do laboratório do Departamento de Geologia Marinha do IGM. Foram aplicados dois métodos de sub amostragem:

i) Quando o sedimento do liner não é totalmente amostrado pode ser utilizado seringas com base cortada, este procedimento é usado quando é necessário conhecer o volume inicial da amostra (figura 3.5). Podemos ainda recolher o material com espátula metálica como é o caso da colheita para análise de Biomarcadores orgânicos (volume

desconhecido). Estes procedimentos permitem preservar o sedimento que não foi amostrado, desde que os espaços vazios sejam convenientemente preenchidos.



Figura 3.5- Colheita de amostra com seringa.

ii) outro procedimento de amostragem utilizado consistiu em seccionar o sedimento em cada centímetro e subdividir a fatia recolhida nos volumes predefinidos para cada tipo de análise (figura 3.6). Neste procedimento é amostrado toda a quantidade de material disponível no “liner” em causa. Este método foi utilizado na colheita do core D13902 e nos primeiros 200 cm do core D13882. Na Boxcore cada liner foi também amostrado em fatias de 1 cm de espessura. Foram feitos tantos liners quantas as variáveis a estudar, incluindo também um “liner” de arquivo.

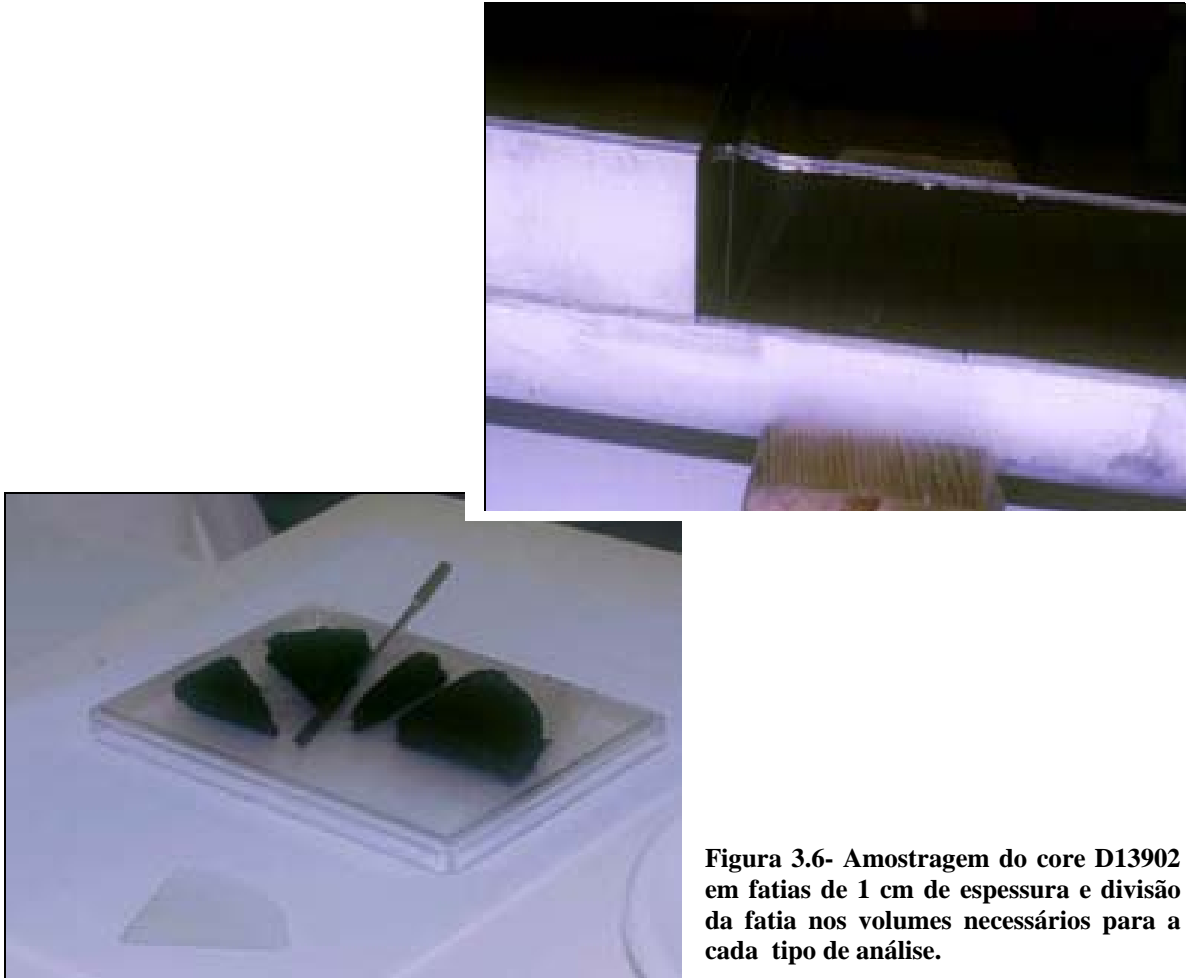


Figura 3.6- Amostragem do core D13902 em fatias de 1 cm de espessura e divisão da fatia nos volumes necessários para a cada tipo de análise.

Capítulo IV

Métodos de Análise

4- MÉTODOS DE ANÁLISE

Os métodos de análise aplicados foram os seguintes: Análise Textural para determinar o tamanho de grão em cada amostra de sedimento estudada; Análise Elementar para determinar o conteúdo em Carbono (C), Azoto (N) e a análise dos Biomarcadores Orgânicos.

Os principais aspectos a ter em conta aquando da selecção das metodologias analíticas a aplicar são, para além da adequação aos fins pretendidos, a rapidez e simplicidade do método, tendo em conta o elevado número de amostras a analisar num curto espaço de tempo e a quantidade de sedimento necessária para cada análise. Na maior parte dos casos a quantidade de amostra disponível é limitada, o que obriga à aplicação de técnicas simples mas sensíveis que permitam detectar com eficácia os componentes com interesse.

4.1- ANÁLISE TEXTURAL

A análise textural das amostras segue várias etapas que se identificam de seguida:

- 4.1.1- Colheita e pesagem
- 4.1.2- Dispersão
- 4.1.3- Remoção da matéria orgânica
- 4.1.4- Lavagem
- 4.1.5- Separação da fracção maior e menor que 2mm
- 4.1.6- Análise granulométrica (Coulter)

4.1.1- Colheita e pesagem:

A colheita é feita em cápsulas de alumínio previamente numeradas e pesadas. Após registar o volume de cada amostra colhida (5 a 8cc) esta é colocada na cápsula de alumínio e pesada numa balança analítica. Coloca-se de seguida na estufa a 40°C durante 48 horas,

para que uma secagem lenta permita retirar a água do sedimento sem danificar as partículas de argila. A amostra é novamente pesada depois de seca.

4.1.2- Dispersão:

Depois de determinar o peso seco da amostra esta é dispersada com Hexametáfosfato de Sódio (calgon 0.033M), adicionando-se 1ml de calgon e 200ml de água destilada para facilitar a desagregação das partículas. Durante 48 horas a amostra é agitada ocasionalmente para facilitar a desagregação completa do sedimento.

4.1.3- Remoção da Matéria Orgânica:

A remoção da matéria orgânica presente na amostra é feita com Peróxido de Hidrogénio básico (água oxigenada H_2O_2 130vol. com algumas gotas de amónia), que oxida a matéria orgânica presente nos sedimentos libertando CO_2 . Terminada a reacção, a amostra é colocada em banho-maria a fim de facilitar a libertação de H_2 . Este procedimento é faseado em quatro vezes, com volumes de H_2O_2 de 25, 50, 50 e 75ml, sendo a agitação da amostra durante este procedimento fundamental para uma maior eficácia da reacção.

4.1.4- Lavagem do Sedimento:

As amostras são posteriormente lavadas para remover qualquer vestígio de água oxigenada. A lavagem das amostras é feita num sistema de vácuo com “velas” (figura 4.1). Estas velas são cilindros porosos de diatomite, com carvão activado no seu interior. O sedimento considera-se lavado após 6 extracções de 800ml de água destilada.



Figura 4.1- Sistema de velas de diatomito, desenvolvido no laboratório de Geologia Marinha para lavagem de sedimentos.

4.1.5- Separação Granulométrica

A separação das amostras estudadas é feita com um peneiro de inox com uma malha de 2 mm. Toda a fracção inferior a 2mm é posteriormente analisada no analisador de partículas Coulter. A fracção de material superior a 2mm é guardada para eventual análise das areias presente na amostra.

4.1.6- Análise Granulométrica

A análise granulométrica foi realizada no laboratório do departamento de Geologia Marinha no analisador de partículas Coulter (figura 4.2)..



Figura 4.2- Equipamento de Análise granulométrica – COULTER

O Coulter LS230 utiliza um sistema óptico, baseado no fenómeno da Difracção e mede o tamanho de partículas com um diâmetro entre $0.04\mu\text{m}$ e $2000\mu\text{m}$. Este modelo está equipado com um sistema óptico de difracção de raio Laser e um outro baseado na luz polarizada, com dois sistemas de polarização, horizontal e vertical. Este sistema de luz polarizada é conhecido como P.I.D.S (Polarisation Intensity Differential of Scattered light) e permite a detecção de partículas de tamanhos de partículas muito pequenas (até $0.04\mu\text{m}$). O fundamento deste método está baseado no factor forma, o qual considera que a tem sempre a forma esférica, sendo calculada a razão entre o diâmetro menor e o diâmetro maior:

$$\text{Factor Forma} = (\varnothing<) / (\varnothing>)$$

O Coulter LS230 é automatizado e controlado por um programa de computador que permite processar os dados, apresentá-los na forma de curvas de distribuição granulométrica e obter os vários parâmetros estatísticos.

Antes de serem analisadas, é retirado o excesso de água às amostras que são então agitadas com agitador vertical para assegurar que a amostra é correctamente homogeneizada e que a quantidade retirada para análise é representativa da amostra total.

O registo granulométrico permite determinar a distribuição granulométrica do sedimento e daí derivar o meio e a capacidade de transporte. Os resultados obtidos dão indicação da

quantidade de argila (Fracção <4 μ m) e silte (4 μ m < Fracção <63 μ m), areia (63 μ m < Fracção < 2mm) presente em cada amostra.

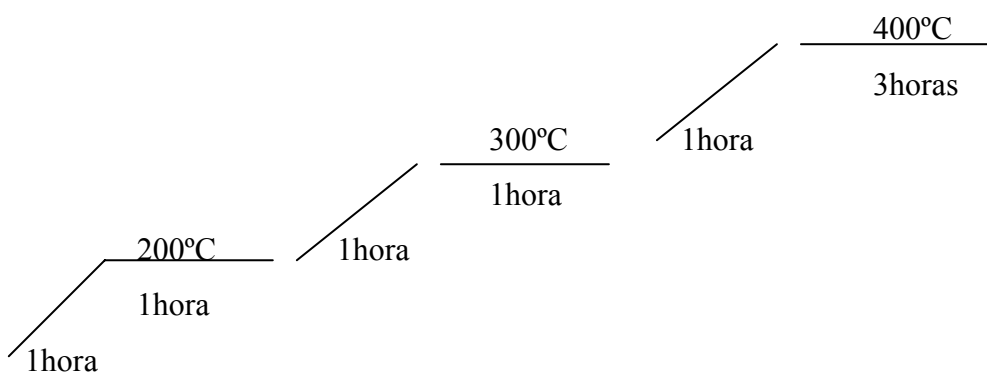
4.2- ANÁLISE QUÍMICA ELEMENTAR

A determinação dos elementos C, H, N e S é feita utilizando o analisador CHNS-932 da LECO (figura 4.3). Este equipamento permite determinar estes elementos em material orgânico homogéneo dissociável abaixo de 1100°C, utilizando dois métodos de detecção (manual Utilizador CHNS-932 Leco Instrumental, S.A.): i) por absorção de infravermelho para a determinação do C, H, S. Todas as moléculas, com excepção das dipolares como O₂, N₂ e H₂, absorvem na região do infravermelho, mas cada tem um espectro de absorção de infravermelhos característico, pelo que este é um método muito útil para análises químicas. ii) por condutividade térmica para determinação do Azoto. Este método é muito sensível e utiliza uma célula constituída por duas partes: uma parte de referência e outra de medida. A célula consiste em dois pares de filamentos ligados por uma ponte de Wheatstone. Os gases utilizados para a combustão são o CO₂, H₂O, N₂ e SO_x, estes gases são transportados através do sistema pelo gás transportador, o Hélio, e levados pelos tubos de oxidação, que estão cheios com cobre, de modo a remover o oxigénio e completar a conversão de SO_x para SO₂.



Figura 4.3:- Analisador CHNS- 932 existente no laboratório do Departamento de Geologia Marinha.

A determinação do Carbono (C_{total}) total e Azoto total é feita colocando a amostra de sedimento moído no analisador. Para determinar o Carbono Inorgânico (C_{inorg}) é feita uma combustão do sedimento total na mufla com a seguinte rampa de aquecimento:

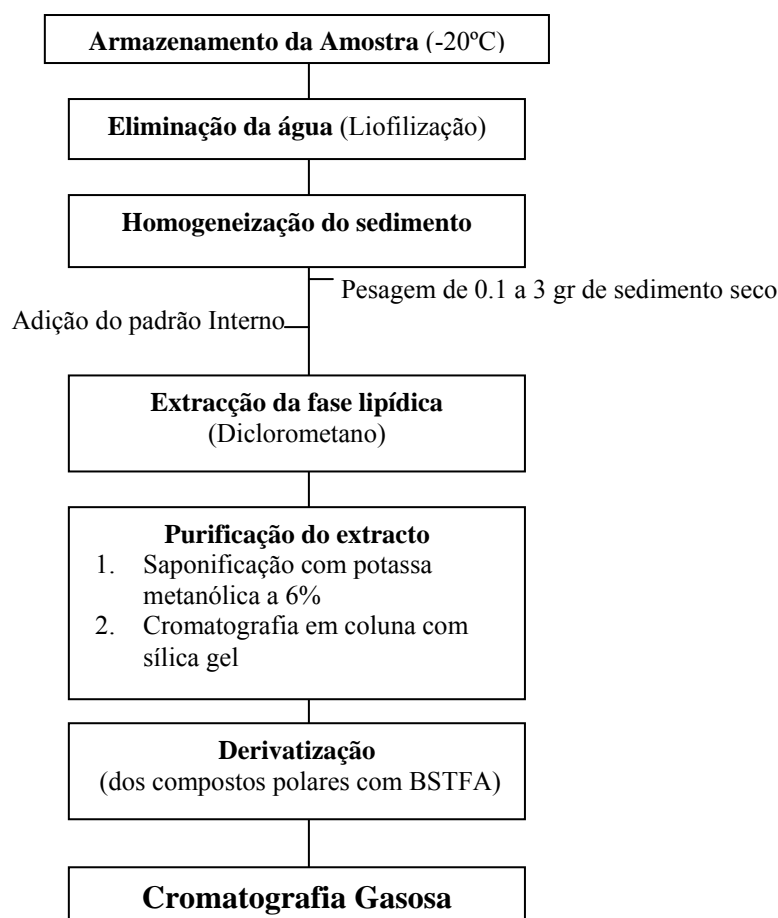


O sedimento calcinado é analisado no CHNS para obtenção do Carbono Inorgânico.

O carbono Orgânico (Total Organic Carbon- TOC) é determinado por diferença entre o C_{total} e o C_{inorg}. O CaCO₃ é calculado pela fórmula: %CaCO₃ = C_{inorg} x 8,332

4.3 – ANÁLISE DE BIOMARCADORES ORGANICOS.

O procedimento analítico utilizado para determinação e purificação de Alcanonas é o aplicado no Departamento de Química Ambiental do Instituto de Investigação Química e Ambiental de Barcelona. Esta metodologia foi desenvolvida e otimizada por Villanueva, (1996), Villanueva e Grimalt, (1997a) e Villanueva et al., (1997b). O procedimento analítico descrito é um dos métodos utilizados para determinação do índice U_{37}^K . As amostras que se utilizam em estudos de geoquímica orgânica devem ser conservadas congeladas, para evitar qualquer actividade microbiana que possa alterar o sedimento. Contudo, as amostras dos testemunhos estudados, com excepção do boxcore que foi congelado a bordo, foram armazenados a uma temperatura de 4°C, no entanto, o sedimento encontrava-se em condições visuais normais. um factor não limitante na determinação do índice U_{37}^K , uma vez que o índice está baseado numa relação entre compostos que não se altera com a degradação do sedimento (Pelejero *et al.*, 1997). O diagrama de fluxo que se apresenta descreve o procedimento analítico:



As amostras foram analisadas em séries de 25 amostras, tendo a cada **série** sido atribuído uma **letra maiúscula**, a **cada amostra** um **número**, e a cada ensaio a **letra minúscula** Ex.: amostra (700-701)cm do core D13882 está identificada como: D882**Da**18.

4.3.1- Liofilização e homogeneização da amostra



Figura 4.4- Liofilizador SF 50

Para eliminação da água, as amostras foram congeladas e liofilizadas numa liofilizadora SF 50 adaptada a uma bomba de vácuo CVP100 MK4 (figura 4.4). As amostras foram colocadas nos pratos do liofilizador com o papel de alumínio entreaberto durante 24h. Este método permite evaporar mais eficazmente a água intersticial do que a secagem em estufa e tendo ainda a vantagem de evitar o aquecimento do sedimento (Cacho *et al.*, 2000).

A homogeneização da amostra é feita manualmente com uma espátula de metal ou com um rolo envolvido em papel de alumínio. Depois de a amostra estar homogeneizada pesaram-se aproximadamente 2g de sedimento (figura 4.5). A quantidade de amostra necessária depende do tipo de sedimento, se o sedimento provém de zonas de produtividade elevada, não é necessário grande quantidade de amostra para análise. Se pelo contrário o sedimento é proveniente de zonas oligótroficas será necessário uma maior quantidade de amostra para poder identificar e quantificar adequadamente as alcanonas (Pelejero *et al.*, 1997).

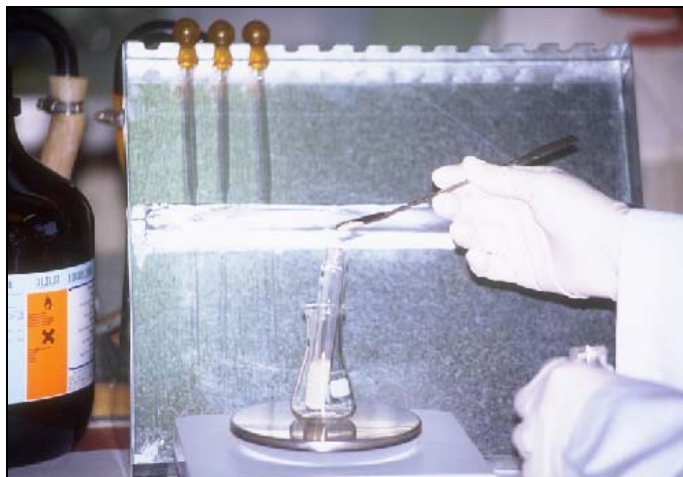


Figura 4.5- Pesagem da amostra em tubo de centrifuga numa balança analítica.

4.3.2- Adição do padrão interno

A fim de poder quantificar os compostos presentes nos sedimentos foi adicionada uma mistura com três compostos de concentração conhecida. Os padrões utilizados foram os n-alcanos de 36 e 40 átomos de carbono, hexatriacontano e o tetracontano respectivamente, e o álcool nonadecanol-1-ol com 19 átomos de carbono. No caso das alquenonas a quantificação foi feita a partir do alcano de 36 átomos de carbono tal como proposto por Villanueva (1996). A cada amostra foram adicionados 20 μ l de solução padrão com uma microseringa (figura 4.6)



Figura 4.6- Adição do Padrão Interno.

4.3.2- Extracção



Figura 4.7- Adição de Diclorometano

A extracção da fase lipídica solúvel presente nos sedimentos foi feita através de solventes orgânicos (figura 4.7). Neste caso foi utilizado como solvente o Diclorometano (CH_2Cl_2) com o qual se consegue uma recuperação de 90% tanto para as alquenonas como para os n-alcanos (Villanueva *et al.*, 1997).

Para haver uma boa homogeneização entre o sedimento e o solvente foi feita a agitação em vortex e em ultra-sons durante 15 min (figura 4.8).



Figura 4.8- Agitação em Vortex e em Banho de Ultrasons.



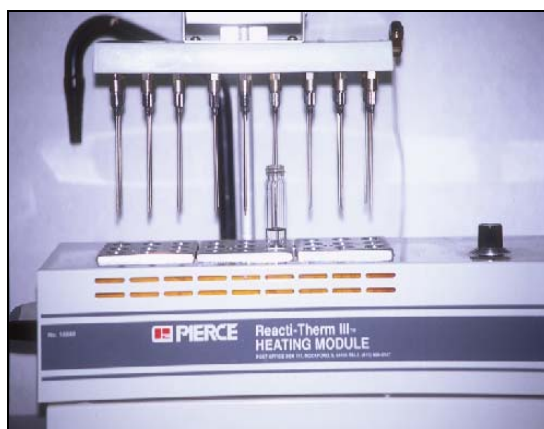
Para separação das duas fases (sólido /líquido) as amostras foram centrifugadas (figura 4.9) durante aproximadamente 5 minutos.

Figura 4.9- Agitação e separação das duas fases da amostra em centrífuga.

A fase líquida foi extraída para um outro tubo de centrífuga. O procedimento de extracção foi realizado 3 vezes, o extracto foi recolhido no mesmo tubo. O solvente foi evaporado num sistema com fonte de nitrogénio à temperatura de 37°C (figura 4.10).



Extracção



Evaporação

Figura 4.10- Extracção e evaporação do extracto.

4.3.4- Purificação

A purificação dos extractos é feita por hidrólise alcalina. Este procedimento permite evitar a introdução de esteres ou ácidos de cadeia maior no sistema de cromatografia o que iria danificar as colunas prematuramente, bem como dificultar a detecção e quantificação tanto das alcanonas como de outros compostos com interesse analítico pela coeluição com estes compostos. O tipo de purificação a utilizar depende do sedimento em causa dado que há sedimentos onde as interferências de outros compostos sobre as alcanonas não se fazem notar e nestes casos não é necessário nenhum tipo de purificação (Villanueva *et al.*, 1997). Para os sedimentos estudados neste trabalho a saponificação foi suficiente, contudo, nas amostras do boxcore, foi feita uma purificação por cromatografia de coluna com sílica na tentativa de melhor separar os compostos com interesse.

4.3.5- Saponificação

A purificação por saponificação foi feita com 3 ml de hidróxido de potássio dissolvido em metanol a 6% (KOH/MeOH – Potassa metanólica) e 100µl de tolueno (figura 4.11). Depois de evaporar todo o solvente, adiciona-se o tolueno e a potassa metanólica, agitam-se os tubos em vortex e em banho de ultra-sons durante 15 minutos. A mistura obtida é deixada em reacção durante 12 horas à temperatura ambiente.



Figura 4.11- Adição da potassa metanólica.



Figura 4.12- Extracção líquido-líquido

Os compostos lipídicos neutros e polares não ácidos são recuperados através de uma extracção líquido-líquido utilizando como solvente hexano (figura 4.12). Este procedimento é realizado três vezes para assegurar bons rendimentos, sendo a mistura com o solvente agitada em vortex e ultra-sons em cada extracção. Para eliminar vestígios de KOH que tenham passado à fase hexanica é adicionada uma pequena quantidade de água ultra pura Mili-Q da Millipore, que depois de agitada absorve rapidamente a potassa. A fase hexanica é extraída novamente para um tudo e concentrada com corrente de nitrogénio.

4.3.6- Cromatografia de coluna com Sílica

Para fazer a cromatografia em coluna, foram utilizadas colunas de vidro de 30cm de comprimento por 0.5cm de diâmetro interno (figura 4.13). A coluna foi compactada com 2g de sílica (activada durante 12h a 120°C) e dissolvida numa mistura de diclorometano/hexano (CH_2Cl_2 /hexa (4:1)), sendo a coluna aferida com a mistura. O extracto seco dos tubos de ensaio é dissolvido com três volumes sucessivos de 200-300 μl da mesma mistura de dissolventes. Inicialmente foram eluidos estes pequenos volumes de amostra concentrados no início da coluna, posteriormente foram adicionados lentamente 10ml da mesma mistura de dissolventes para eluir as cetonas e os alcanos. Após recuperar o volume da mistura anterior adicionam-se mais 10ml de mistura Diclorometano/metanol CH_2Cl_2 /MeOH (9:1) a fim de eluir os álcoois presentes na amostra. As fracções recuperadas foram evaporadas em corrente de nitrogénio até secura.



Figura 4.13- Colunas cromatográficas de sílica activada, procedimento utilizado para limpeza das amostras com elevado teor em hidrocarbonatos.

4.3.7- Derivação

Após a etapa da purificação o extracto é passado para pequenos frascos cónicos com três volumes de 300 μ l da solução hexano-diclorometano (8/2 CH₂Cl₂), de modo a que todo o extracto fosse arrastado para o frasco (figura 4.14).



Figura 4.14- Derivação da amostra.

Posteriormente o extracto é evaporado num evaporador rotativo (Speed-Vac figura 4.15). Aos extractos são adicionados 60 μ l de sililante BSTFA (bistrimetil sillil trifluoroacetamida) diluído a 50% com tolueno. O BSTFA é um agente sililante muito importante para evitar a adsorção de compostos polares, como é o caso dos álcoois, às paredes das colunas em cromatografia gasosa.

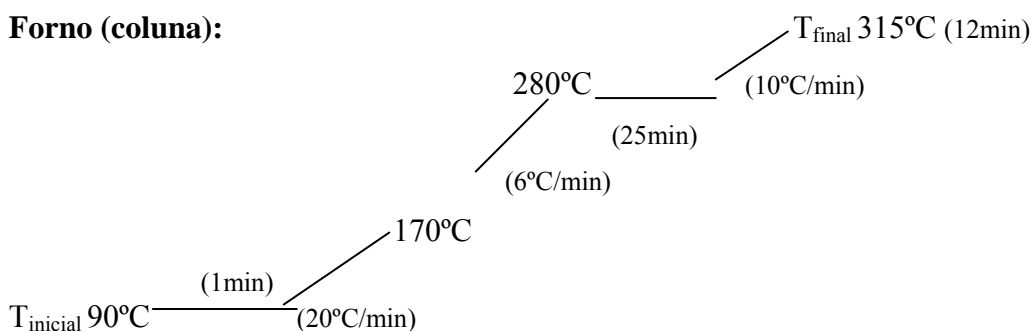


Figura 4.15- Evaporador rotativo (speed-vac).

4.3.8- Cromatografia de gases

A técnica de separação utilizada para análise foi a cromatografia gasosa com detector de ionização de chama (GC-FID). O cromatógrafo utilizado foi um Varian modelo 3400 (figura 4.16) equipado de injetor com programador de temperatura com *séptum* (*Septum programmable Injector-SPI*). Para a injeção da amostra foi utilizado um injetor automático modelo 8200CX da Varian o qual permite a injeção automática de 48 amostras. Como gás portador foi utilizado o hidrogénio. A coluna cromatográfica que tem demonstrado melhores resultados neste tipo de compostos é a CPSIL-5CB (Chrompack Middleburg, Holanda), 100% dimetilsiloxá de 50m de comprimento com um diâmetro interno de 0,32mm e com 0.12 μ m na fase estacionária (100% de metil polisiloxano) (Calvo, 2000). O programa de temperaturas utilizado no cromatógrafo é o seguinte:

Forno (coluna):



Injector:

310°C (58 min)

$T_{\text{inicial}} 90^{\circ}\text{C} \xrightarrow{(0.5\text{min})} (200^{\circ}\text{C}/\text{min})$

Detector: T constante a 320°C

O sinal eléctrico do detector é registado numa interface e *software* Atlas (*Thermo Lab Systems*). A identificação dos compostos foi feita por comparação dos tempos de retenção com os padrões. Para confirmação destes tempos de retenção foram analisadas duas amostras representativas (uma de cada sequência sedimentar) por cromatografia de gases acoplada a espectrometria de massa (GC-MS Thermo MD-800). As condições instrumentais de análise foram: temperatura da fonte de iões 200°C, 280°C de temperatura da linha de transferência e ionização por impacto de electrões de 70 eV. O programa de software de aquisição e tratamento de dados foi o Xcalibur. As amostras foram injectadas com injector splitless (1µl). Foi utilizada a mesma coluna e um programa de temperaturas idêntico ao utilizado no sistema GC-FID para facilitar ao máximo a comparação dos perfis cromatográficos resultantes.

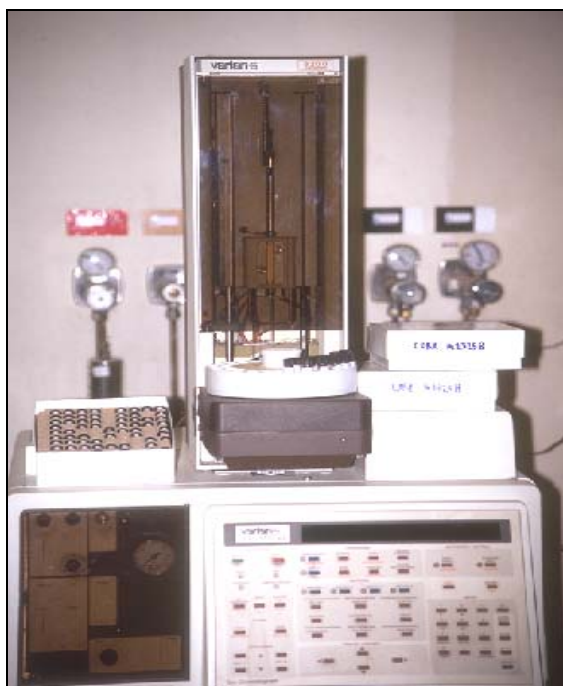


Figura 4.16- O cromatógrafo utilizado na análise dos biomarcadores estudados, Varian modelo 3400 equipado com injector automático com programador de temperatura com séptum (Septum programmable Injector-SPI).

Após uma correcta identificação dos espectros obtidos em cada amostra, foi feita manualmente a integração da área de todos os picos cromatográficos de interesse para assegurar uma quantificação uniforme. Os valores das áreas de cada pico foram transferidos para uma folha de cálculo mediante o programa informático de conversão de dados Ordenado (Villanueva, 1996).

As concentrações dos biomarcadores são calculadas tendo como referência o padrão interno n-hexatriacontano (C₃₆), usando a seguinte fórmula:

$$[Biomarcador]_{ng/g} = \left(\frac{Área_{Biomarcador}}{Área_{C_{36}}} \right) \times \left(\frac{ngC_{36}}{Peso_{Sed\ sec}} \right)$$

Em que:

ngC_{36} : Concentração do padrão Hexatriacontano.

$Peso_{Sed\ sec}$: Peso do Amostra seca analisada.

Nas figuras 4.17, 4.18, 4.19, 4.20, são apresentados os cromatogramas representativos para cada sequência sedimentar estudada:

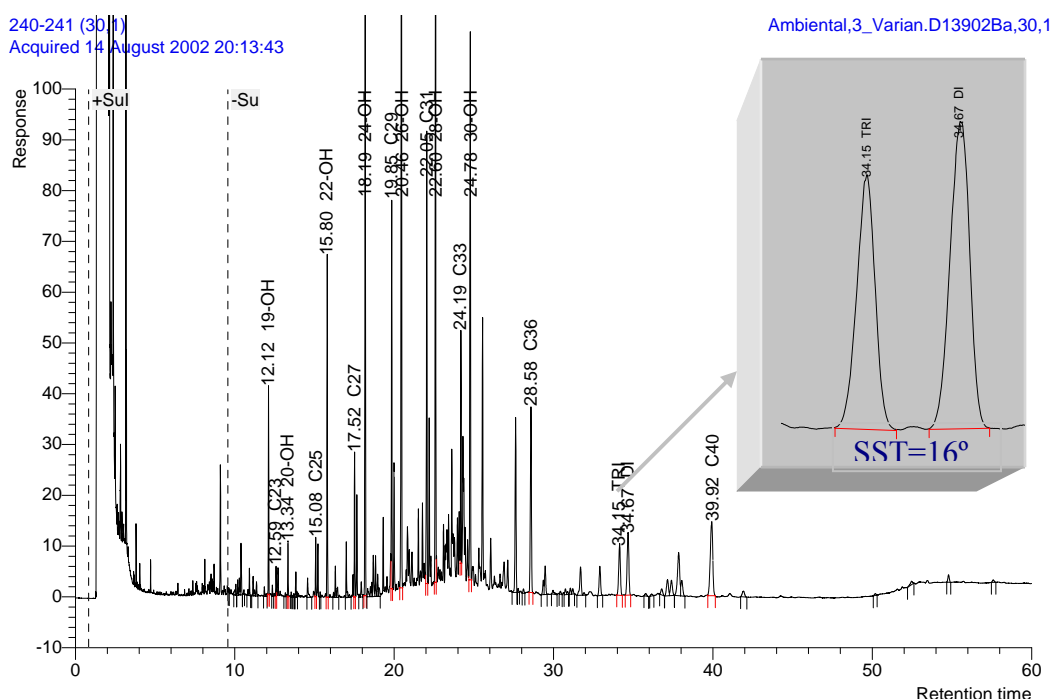


Figura 4.17: Cromatograma representativo de uma amostra do core D13902. São identificados os compostos moleculares: n-alcacos (C₂₃ a C₃₃), n-alcoois (C₂₀OH a C₃₀OH), as alcanonas com 37 átomos de carbono (C_{37:3} e C_{37:2}) estão ainda identificados os três padrões internos utilizados (em pormenor no espectro da figura seguinte).

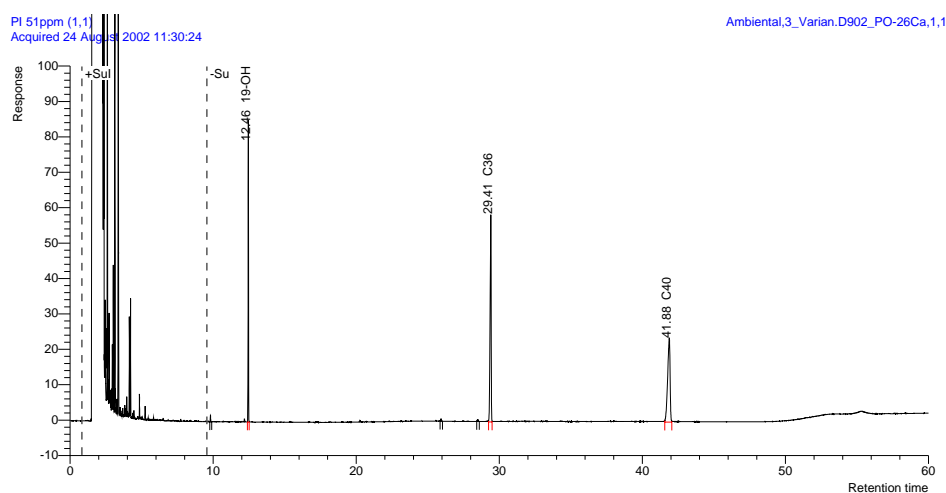


Figura 4.18- Cromatograma representativo dos padrões internos utilizados: álcool nonadecanol-1-ol ($C_{19}OH$), o hexatriacontano (C_{36}) e o tetracontano (C_{40}).

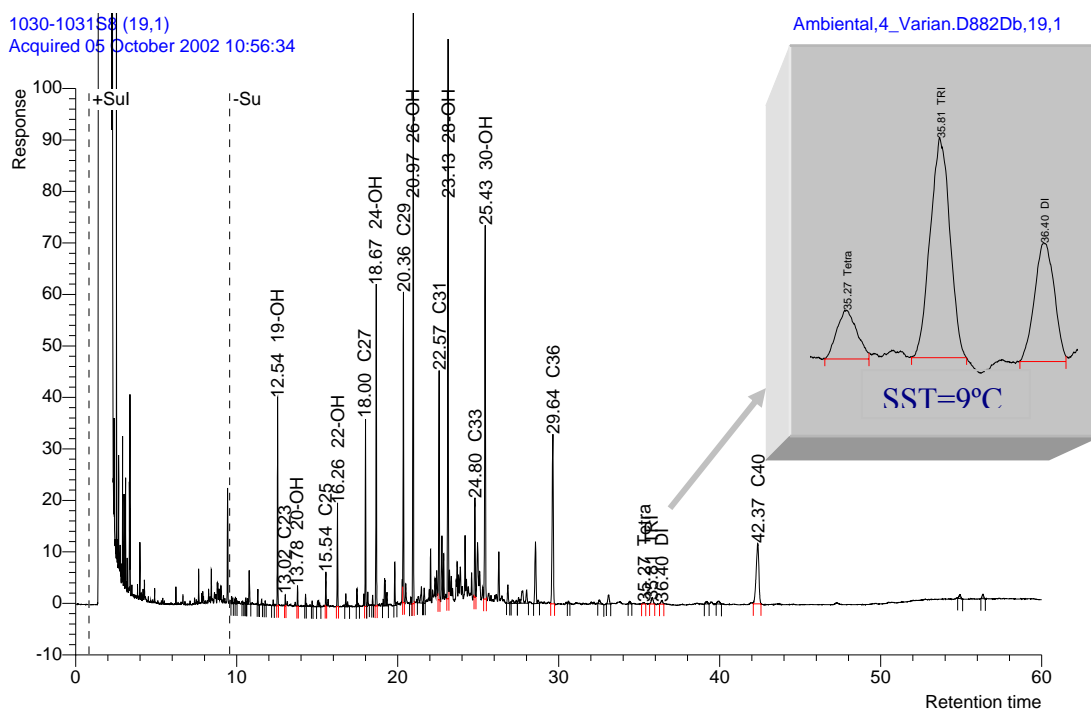


Figura 4.19: Cromatograma representativo de uma amostra do core D13882. São identificados os compostos moleculares: n-alcacos (C_{23} a C_{33}), n-álcoois ($C_{20}OH$ a $C_{30}OH$), as alcanonas com 37 átomos de carbono ($C_{37:4}$, $C_{37:3}$ e $C_{37:2}$) e são ainda identificados os três padrões internos utilizados.

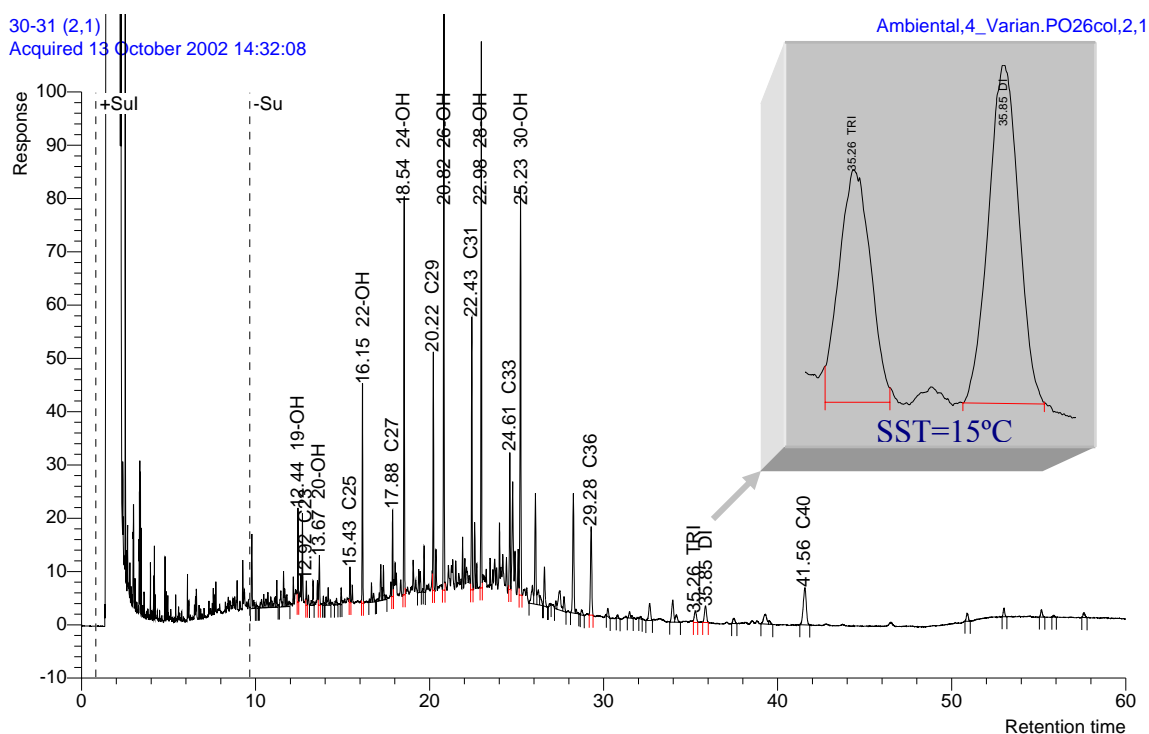


Figura 4.20- Cromatograma representativo de uma amostra do boxcore PO287-26 1B. São identificados os compostos moleculares: n-alcenos (C_{23} a C_{33}), n-álcoois ($C_{20}OH$ a $C_{30}OH$), as alcanonas com 37 átomos de carbono ($C_{37:3}$ e $C_{37:2}$) são ainda identificados os três padrões internos utilizados.

O controlo do processo analítico foi feito com base no cálculo da % de recuperação do padrão interno adicionado a cada amostra no início do procedimento analítico. Para tal foi injectado no cromatógrafo em todas as séries de 25 amostras um pequeno frasco apenas com 20 μ l de padrão (mesma quantidade adicionada às amostras) e 40 μ l de BSTFA. A % de recuperação foi calculada da seguinte forma:

$$\% \text{ Recuperação} = 100 \times \left[\left(\frac{Am \times Qp}{Ap} \right) / Qm \right]$$

onde:

Am é a área do padrão adicionado à amostra,

Ap é a área do padrão,

Qp é a concentração do padrão,

Qm é a concentração do padrão adicionado à amostra.

4.4- CÁLCULO DO FLUXO DE SEDIMENTAÇÃO

Para determinar a quantidade de cada componente depositada por cm² e por ano, foram calculados os fluxos (*Mass accumulation Rate- MAR*) para os biomarcadores orgânicos analisados e para a componente granulométrica lodo.

O fluxo de um composto é determinado por:

Fluxo = Concentração * ρ (*Dry bulk Density*) * taxa de sedimentação

Dry bulk Density é densidade seca do sedimento livre de sais, é determinada por:

Dry bulk Density = Densidade húmida – (Porosidade / 100 * 1,026) em que o 1,206 é a densidade da água do mar.

A porosidade do sedimento é calculada pela razão entre o volume de água e o volume de sedimento. O volume de água é determinado pela razão entre a diferença entre o peso seco e o peso húmido da amostra e a densidade da água do mar.

Capítulo V

Resulta dos

5- RESULTADOS

Neste capítulo são apresentados os resultados obtidos pela aplicação dos métodos seleccionados para a concretização dos objectivos propostos. A caracterização dos sedimentos é feita com base na análise granulométrica, na determinação do conteúdo em CHN e na identificação de compostos orgânicos de origem lipídica.

Os resultados foram obtidos para a sequência sedimentar estudada que é composta pelo boxcore PO287-26-1B, core D13902 e o core D13882.

5.1- CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS EM TERMOS GRANULOMÉTRICOS

De forma a obter informação relativamente à génese dos sedimentos, modo de transporte e deposição, realizou-se a análise granulométrica dos sedimentos.

A análise granulométrica do boxcore PO287-26-1B (figura 5.1) revela que o material é essencialmente composto por silte (>80%), a média do tamanho das partículas é de 19,61µm com a moda dos valores em 23,61µm. A componente de tamanho inferior a 63µm atinge em algumas amostras os 99% situando-se em média nos 96% de material fino. A percentagem em areia é, por isso, muito baixa com uma média de 3,7%, sendo o cascalho (>2mm) praticamente inexistente. Apenas em 3 níveis (1,6cm, 48,3cm e aos 51,5cm) há presença de conchas carbonatadas com tamanho superior a 2mm.

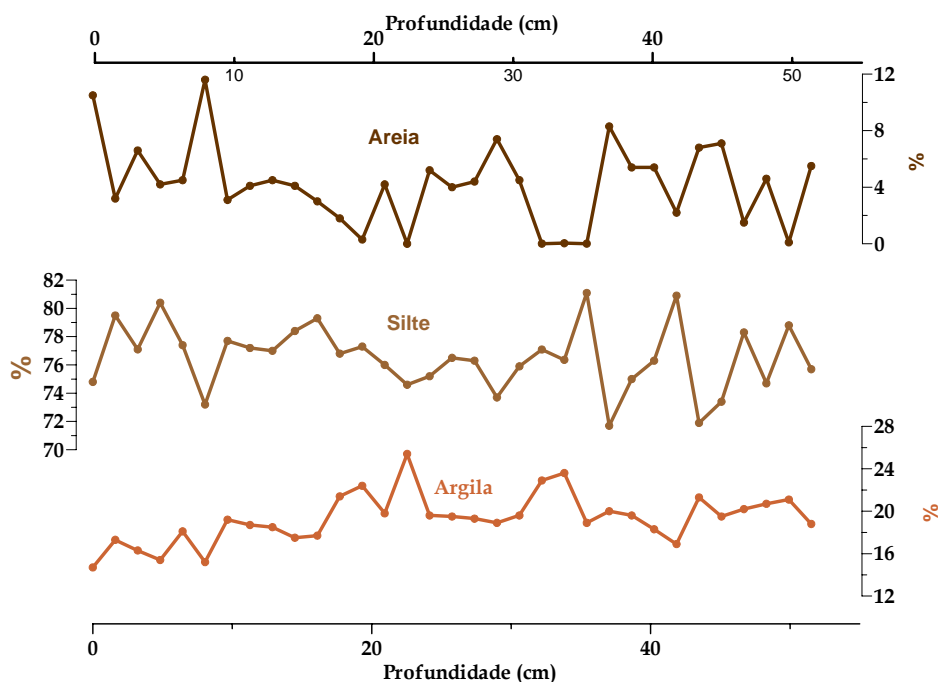


Figura 5.1 – Distribuição da granulometria do sedimento no boxcore PO287-26-1B-GS (dados cedidos pelo laboratório do Departamento de Geologia Marinha- IGM).

A distribuição granulométrica do core D13902 (figura 5.2) revela percentagens idênticas de silte e de areia semelhantes. A percentagem da textura argila ($<4\mu\text{m}$) é bastante reduzida situando-se, na maioria das amostras, abaixo dos 10%. A componente silte representa em média 46,6% do sedimento, na parte superior do core (primeiros 30 cm) onde o material fino ($<63\mu\text{m}$) é bastante mais representativo com valores superiores a 80%. Contudo, há a presença de um nível de sedimento (34-38 cm) com composição essencialmente de areia com percentagens cerca de 100%. A fracção de areia ($63\mu\text{m} < \text{Fracção} < 2\text{mm}$), presente neste core, é bastante significativa para profundidades superiores a 100cm, representando em média 46,5% do material. A partir dos 240 cm e até à base do core o tamanho do grão das partículas de sedimento é essencialmente superior a $63\mu\text{m}$, com percentagens de areia a superar os 80%. É de salientar que neste registo, entre os 33 cm e os 38 cm de core, o sedimento é constituído quase na totalidade por areia, uma vez que a percentagem deste componente é superior a 90%.

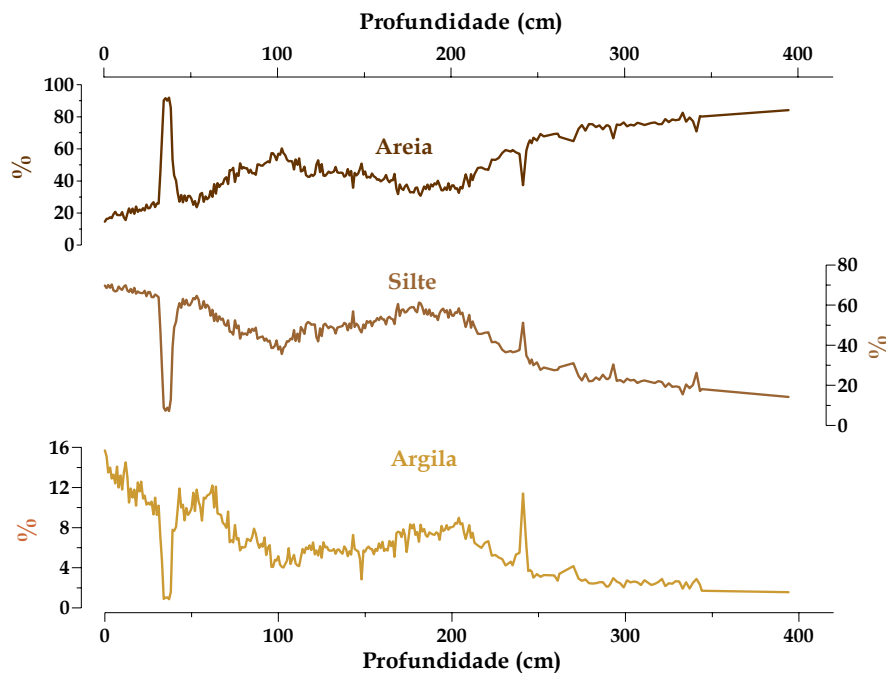


Figura 5.2 – Distribuição da granulometria do sedimento em função da profundidade para o core D13902. (dados cedidos pelo laboratório do Departamento de Geologia Marinha- IGM).

Em termos granulométricos o core D13882 (figura 5.3) é caracterizado por ter uma percentagem de material fino ($< 63\mu\text{m}$) dominante na quase totalidade do core, com excepção dos níveis compreendidos entre os 600cm e os 750cm, onde há uma evidência clara de predomínio de material grosseiro com percentagens de areia superiores a 60%. Na parte inicial entre a profundidade 230cm e os 600cm a percentagem de silte é bastante elevada com valores a superar os 80%. Estas percentagens são recuperadas no fim da sequência.

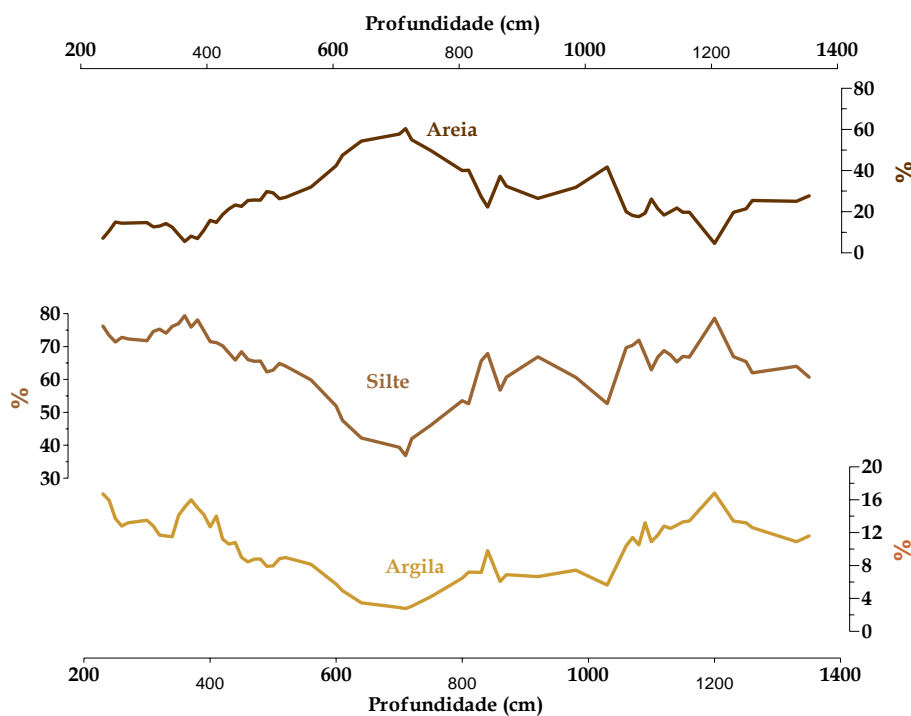


Figura 5.3 – Distribuição da granulometria do sedimento em função da profundidade para o core D13882.

5.2- COMPOSIÇÃO EM CARBONO NOS SEDIMENTOS

A análise química elementar permitiu obter um registo da concentração de Carbono Orgânico Total (TOC), Carbonato de Cálcio (% CaCO_3) e avaliar a razão Carbono / Azoto (C/N). A razão C/N apresenta uma evolução uniforme sem grandes alterações com valor médio de 8%. Em sedimentos com forte influência terrestre a razão C/N é normalmente superior a 15 (Stein e Stax, 1991), contudo e segundo o mesmo autor, este índice é mais fiável em sedimentos ricos em Carbono Orgânico nos quais o azoto predominante é orgânico.

Os resultados obtidos para o boxcore, apresentados na figura 5.4, revelam valores de CaCO_3 compreendidos entre os 4 e os 7 %, TOC a variar entre os 2,2 e os 1,5 % e uma tendência decrescente especialmente acentuada nos primeiros 30 cm de sedimento. A razão C/N apresenta uma tendência semelhante ao perfil do TOC, com os valores extremos mais marcados.

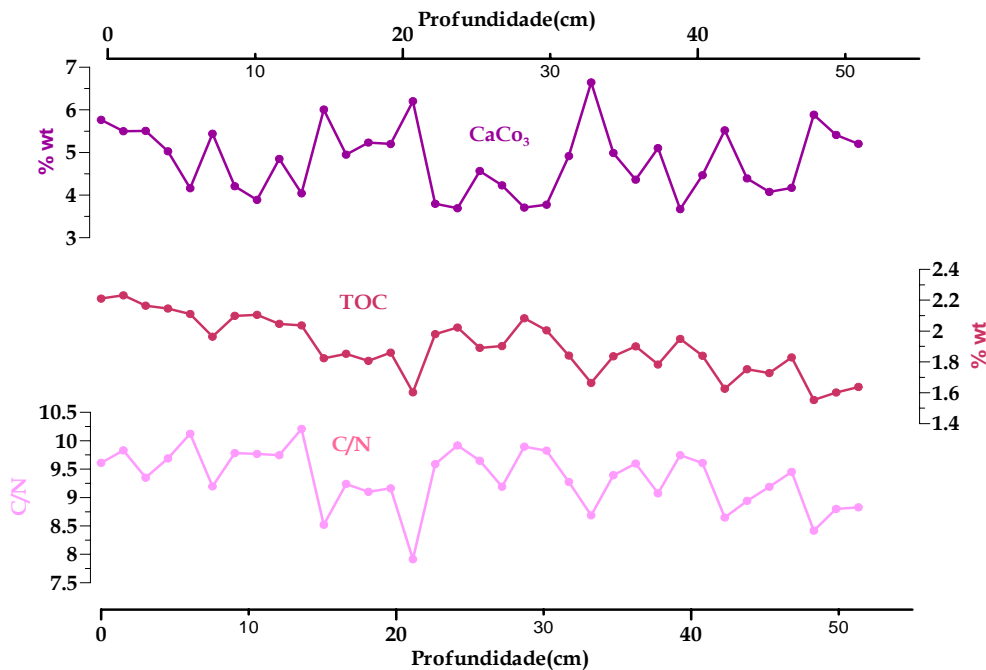


Figura 5.4 – Distribuição em função da profundidade do conteúdo em carbono orgânico, carbonatos e C/N nos sedimentos da boxcore PO287-26-1B-GS (dados gentilmente cedidos pelo laboratório de Geologia Marinha- IGM).

Ao longo do core D13902 (figura 5.5) a percentagem de Carbonato de Cálcio ($\%\text{CaCO}_3$) apresenta uma tendência crescente, enquanto que o carbono orgânico total (TOC) tem uma tendência decrescente oscilando entre os 0,5% e os 1,5%. Há profundidade 34-38cm está marcado por um aumento acentuado no perfil de CaCO_3 e uma diminuição de TOC. O perfil do CaCO_3 apresenta uma distribuição contrária ao TOC até à profundidade de 250cm, altura em que há um aumento da $\%\text{CaCO}_3$ acompanhado por um aumento brusco na percentagem de TOC para valores de aproximadamente 2,5%. A quantidade de CaCO_3 mantém-se nos 15% com algumas ligeiras descidas até ao final do core, enquanto que o TOC após atingir o valor máximo decresce para 0,5% mantendo esta percentagem até ao final do core.

A razão C/N apresenta uma distribuição semelhante à do core D13902, com valores médios próximos de 8.

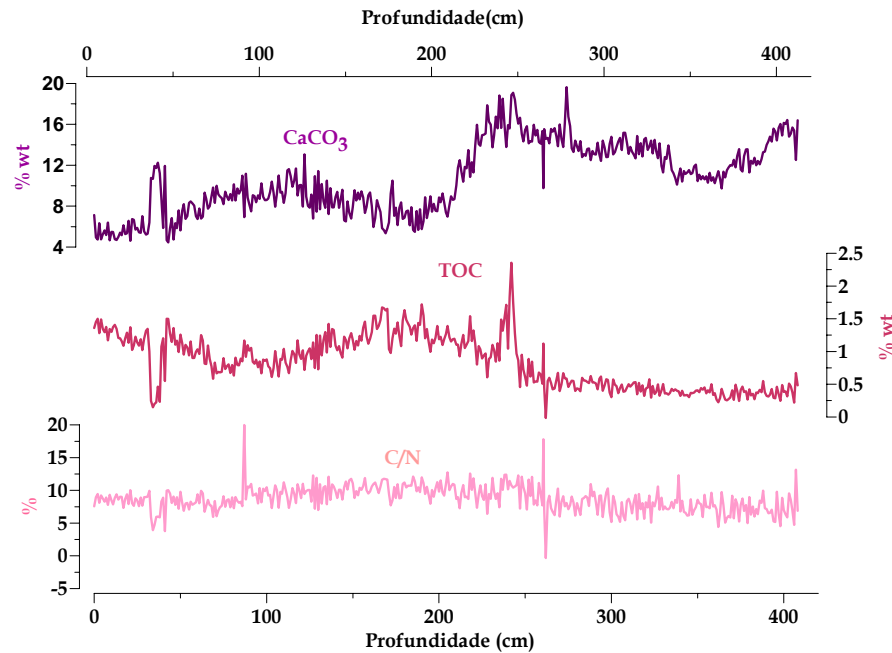


Figura 5.5– Distribuição em função da profundidade do conteúdo em carbono orgânico, carbonatos e C/N nos sedimentos do core D13902 (dados gentilmente cedidos pelo laboratório de Geologia Marinha-IGM).

O perfil de CaCO_3 no core D13882 (figura 5.6) apresenta uma tendência crescente com oscilações entre os 4% e os 28%. Em relação ao carbono orgânico a concentração decresce em profundidade até aos 750cm, profundidade a partir da qual a percentagem de TOC se mantém por volta dos 0,6%.

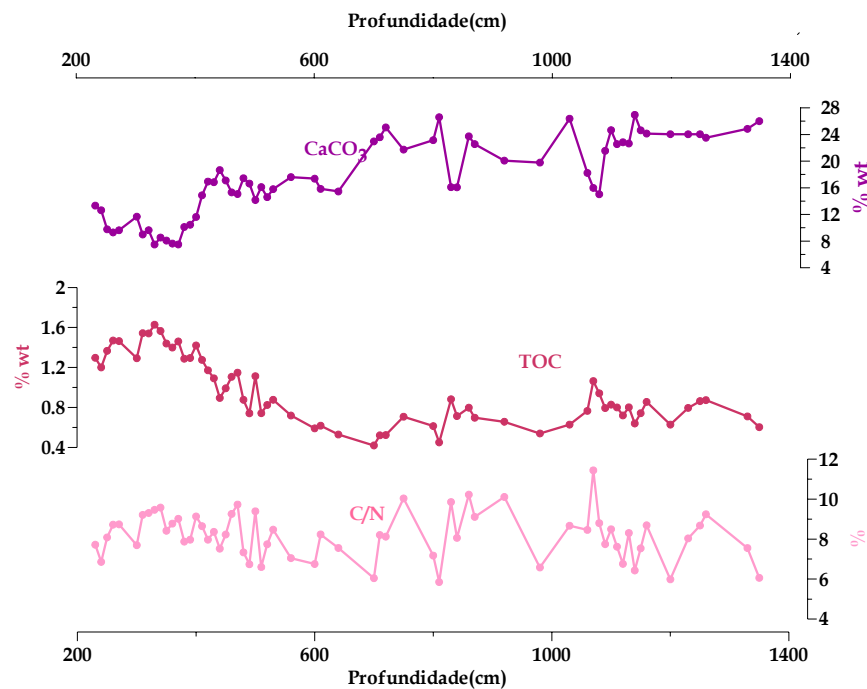


Figura 5.6– Distribuição em função da profundidade do conteúdo em carbono orgânico, carbonatos e C/N nos sedimentos do core D13882.

5.3- BIOMARCADORES ORGÂNICOS DE ORIGEM LÍPIDICA

A composição lipídica dos sedimentos da sequência sedimentar estudada é dominada pelos compostos de origem terrestre, os n-alcanos e os n-alcoois, com valores de concentração superiores nos n-alcoois. Uma avaliação do material alóctone presente nos sedimentos pode fazer-se tal como proposto por Eglinton e Hemilton, (1967) pela análise de n-alcanos de cadeia ímpar de 23 a 33 átomos de carbono e de n-alcan-1-ol com número par entre 20 e 30 átomos de carbono. Por outro lado e tal como foi descrito no capítulo 2, vários autores consideram que a matéria orgânica presente nos sedimentos está contida na fracção inferior a 63 μ m (silte e argila), pelo que as concentrações dos compostos lipídicos apresentados foram recalculados para um sedimento onde foi eliminada a fracção superior a 63 μ m.

A distribuição dos compostos lipídicos de origem terrestre, apresenta as concentrações mais elevadas de toda a sequência estudada nos sedimentos mais recentes, primeiros 50 cm de sedimento (figura 5.7). A concentração de n-alcanos tem uma distribuição bastante uniforme com valor médio de 3000 ng/g. São visíveis apenas dois níveis com concentrações que se afastam da média, um mínimo de 1000ng/g aos 7 cm e um máximo de 7000ng/g aos 22cm. Os n-alcoois ocorrem com valores de concentração que variam entre os 4000ng/g e 14000ng/g. Valores mínimos de 4000ng/g são evidentes aos 7cm, nível com mínimo de concentração de n-alcanos, e aos 41cm. Foram também identificadas as alcanonas di e tri insaturada sendo a concentração destes dois compostos bastante idêntica, apresentando, por isso um perfil semelhante ao longo de todo o core. Os valores máximos de concentração são de 400ng/g e foram registados aos 5cm de profundidade, a este ponto segue-se o registo de um mínimo de concentração com cerca de 100ng/g aos 7cm. A distribuição das concentrações de alcanonas apresenta um perfil sem grandes oscilações com concentrações próximas dos 200ng/g sendo evidente um intervalo entre os 20cm e os 35cm onde as concentrações se encontram ligeiramente acima da média com valores de 300ng/g.

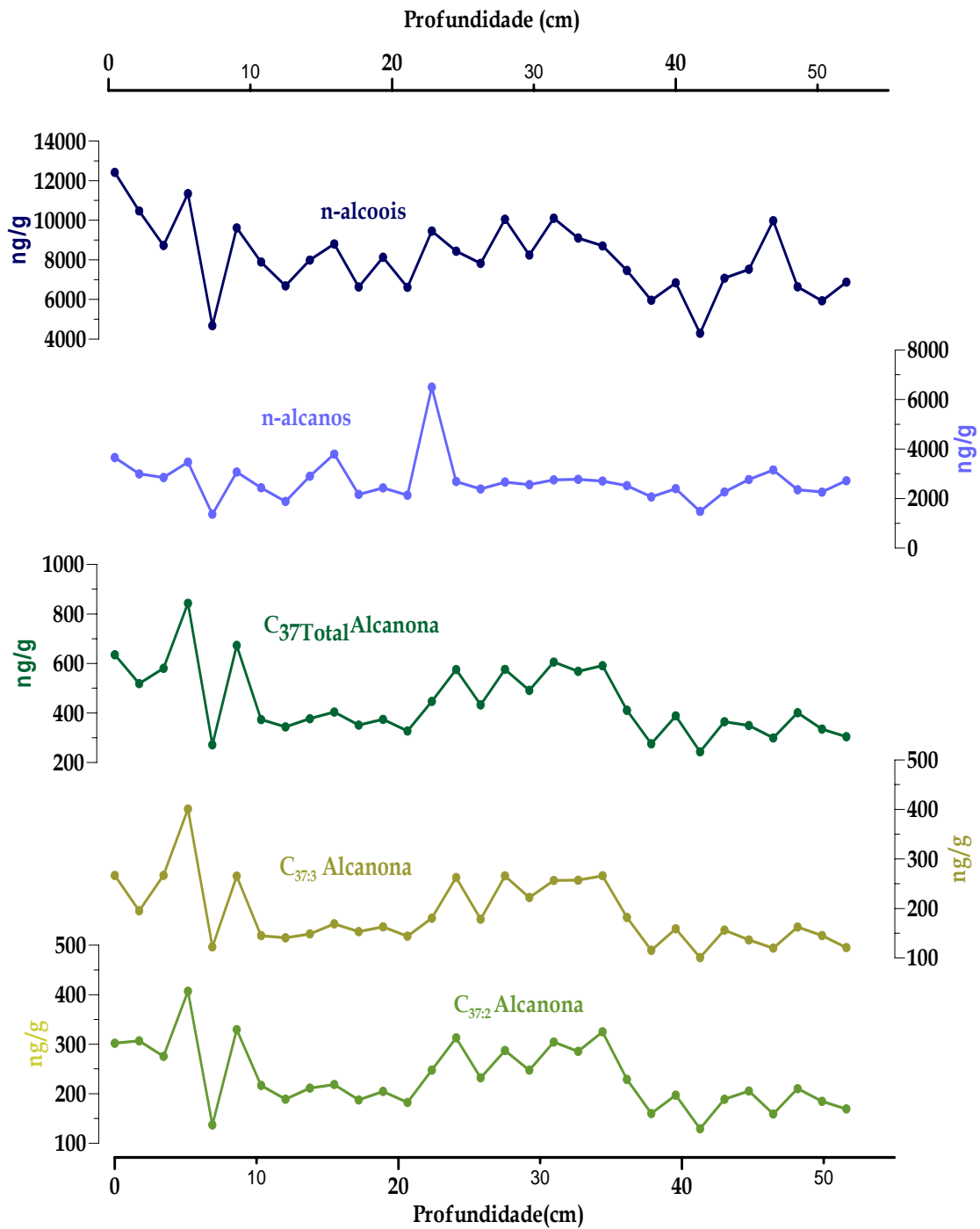


Figura 5.7- Distribuição das concentrações dos biomarcadores alcanos, álcoois e alcanonas, ao longo do Boxcore PO287-26-1B.

O perfil das concentrações dos biomarcadores alcanos e álcoois no core D13902 (figura 5.8) tem uma distribuição idêntica apresentando os valores máximos e mínimos às mesmas profundidades. Contudo, a concentração dos alcanos é consideravelmente inferior, com valores máximos de 3500ng/g, enquanto que a concentração dos álcoois atinge os 11000ng/g. Neste perfil é evidente uma concentração relativamente constante nos primeiros 60cm de core, com valores médios de 3000 ng/g para os alcanos e de 9000 ng/g para os álcoois com excepção para o nível de sedimentos 34-38cm onde a concentração diminui consideravelmente para os 4000ng/g para os álcoois e 1500ng/g para os alcanos. Entre os 60cm e os 150cm aproximadamente, a concentração baixa para aproximadamente para os 2000ng/g para os alcanos e 5000ng/g para os álcoois. A partir deste nível a concentração aumenta gradualmente até atingir um máximo entre os 170 cm e os 250cm. Depois deste máximo a concentração desce atingindo um valor mínimo (1000ng/g para os alcanos e 3000ng/g para os álcoois) cerca dos 350cm e que se mantém até ao final do core. É de salientar ainda a existência de um intervalo (entre os 33 e os 38cm aproximadamente) onde a concentração destes compostos assume valores muito elevados e que resulta do facto da percentagem de material fino ser muito baixa (<20%).

No que respeita as alcanonas, o registo do core D13902 (figura 5.8) apresenta uma evolução decrescente, com concentrações iniciais de 300ng/g para a alcanona di-insaturada e de 200ng/g para a alcanona tri-insaturada, que vão diminuindo em função da profundidade do core. No primeiro metro de sedimento são evidentes oscilações na concentração de alcanonas total, a mais marcante surge aos 18cm de profundidade com uma concentração de 888ng/g a diminuir para 285ng/g em apenas 3cm (21cm), aumentando de seguida para 724ng/g aos 24cm de profundidade. Aos 56cm a concentração volta a diminuir de 725ng/g para 344ng/g aos 62cm, segue-se um aumento mais acentuado da concentração para os 595ng/g há profundidade de 66cm. A concentração de alcanonas total apresenta uma tendência decrescente até aos 200cm atingindo valores 280ng/g, segue-se um aumento das concentrações para os 665ng/g aos 262cm de profundidade, aumentando ligeiramente até ao final do core.

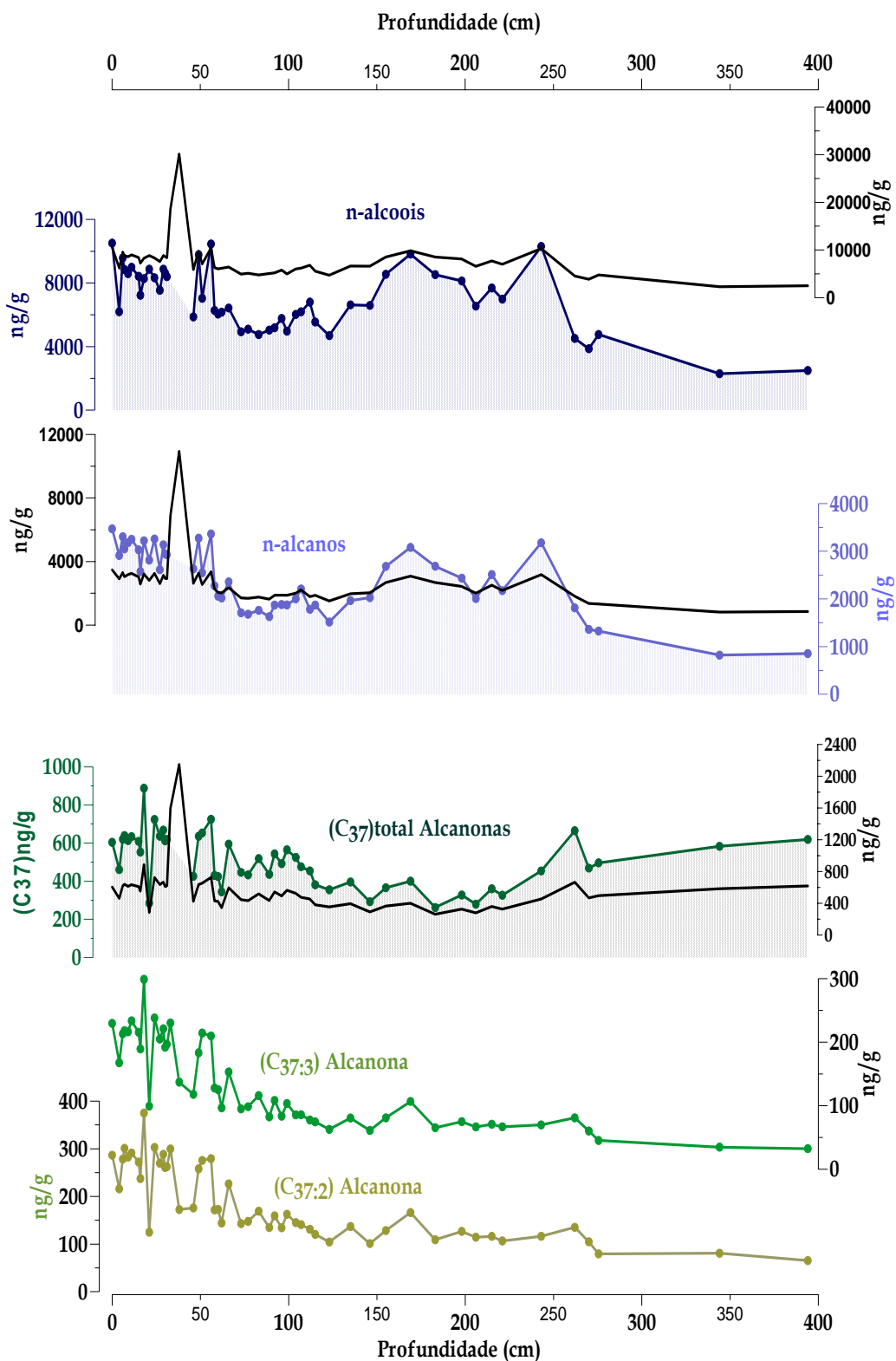


Figura 5.8- Distribuição das concentrações dos biomarcadores alcanos, álcoois e alcanonas, ao longo do core D13902. Estão representados a preto os perfis das concentrações para o registo completo do core, onde é evidente o máximo aos 34-38cm em todos os registos, associado ao facto de as concentrações terem sido calculadas para a fracção fina de sedimento. Para cada composto analisado está representado um perfil onde se exclui o máximo de concentração pondo em evidência o registo ao longo do core.

A sequência sedimentar é completada com o core D13882 de 13,5 metros (figura 5.9). O perfil de distribuição das concentrações dos compostos lipídicos é semelhante, ao observado para o core D13902. No topo as concentrações são elevadas e vão decrescendo em função da profundidade. Nos 250cm iniciais a concentração é máxima tanto para os alcanos como para os álcoois 3500ng/g e 11000ng/g, respectivamente, valores semelhantes aos encontrados para o topo do core D13902. À medida que a profundidade aumenta as concentrações baixam até atingirem mínimos por volta dos 600cm, há aqui um período de estabilização em que as concentrações mantêm os valores mínimos (1000ng/g para os alcanos e 2000ng/g para os álcoois). Entre os 750cm e os 800cm as concentrações aumentam para valores de aproximadamente 3000ng/g para os alcanos e 7000ng/g para os álcoois e que se mantém até ao final do core.

Neste core D13882 (figura 5.9), foram também identificadas e quantificadas as três alcanonas com 37 átomos de carbono, di, tri e tetra insaturada, com a alcanona tetra-insaturada, a aparecer em concentrações significativas nos 430cm superiores, onde apresenta uma distribuição cíclica alternando entre concentrações altas (8ng/g) e baixas (praticamente nulas). Segue-se um intervalo com concentrações nulas entre os 500cm e 750cm aproximadamente. À profundidade de 10 metros regista-se um novo máximo da concentração de tetra alcanona (8ng/g). A distribuição das outras duas alcanonas (di e tri insaturada) apresenta uma evolução decrescente, com concentrações mais elevadas nos primeiros centímetros estudados, e com concentrações quase nulas no final da sequência. De salientar que a concentração destas duas alcanonas é muito superiores, com máximos de 500ng/g, face à concentração máxima de 8ng/g de tetra-insaturada.

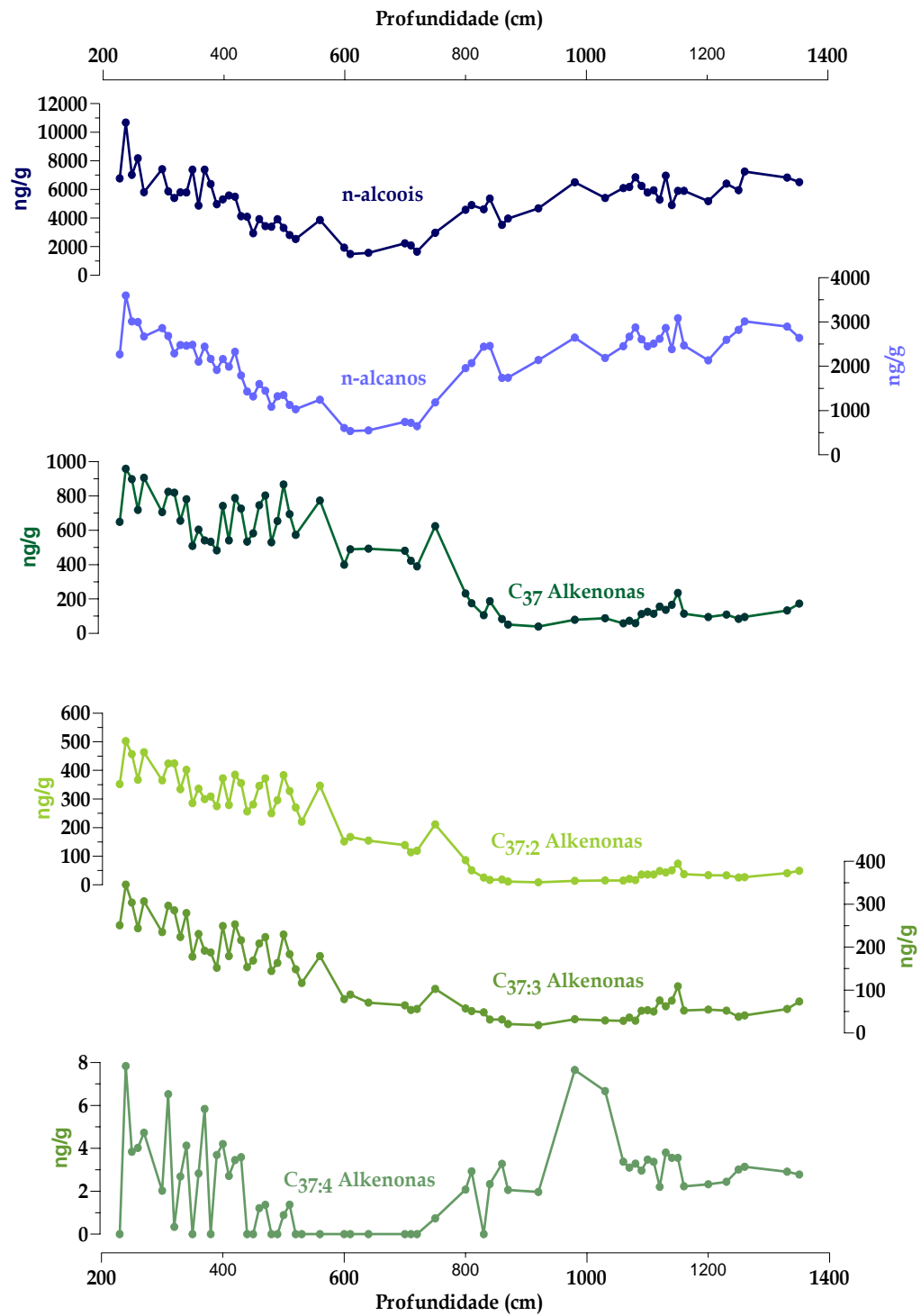


Figura 5.9- Distribuição das concentrações dos biomarcadores alcanos, álcoois e alcanonas, ao longo do core D13882.

5.4- DETERMINAÇÃO DAS TEMPERATURAS DA SUPERFÍCIE DO MAR (SST)

Um dos objectivos deste trabalho foi a determinação das temperaturas de superfície do Mar (SST) na área em estudo, através da aplicação do Índice $U^{k'}_{37}$. A conversão do índice para as temperaturas foi feita mediante a aplicação da equação de Müller, (1998) através da equação $U^{k'}_{37} = 0,033 \text{ SST} + 0,044$; que como já foi referido anteriormente, tem um carácter mais global uma vez que foi calibrada a partir de dados de $U^{k'}_{37}$ provenientes de todos os oceanos.

O Índice $U^{k'}_{37}$ no Boxcore PO287-26-1B (figura 5.10), apresenta valores na ordem dos 0,55, oscilando entre 0,48 e os 0,64 e dá a indicação de que as temperaturas da superfície do oceano durante o pasado mais recente terão sido na ordem de 15,5 °C. É de salientar neste perfil de temperaturas uma distribuição bastante uniforme, com excepção dos primeiros 7 cm de sedimento, onde há uma grande oscilação entre um valor máximo de 17 °C e um valor mínimo de 14°C. Os intervalos onde se registam os valores mais elevados de temperatura apresentam as concentrações mais baixas em alcanonas.

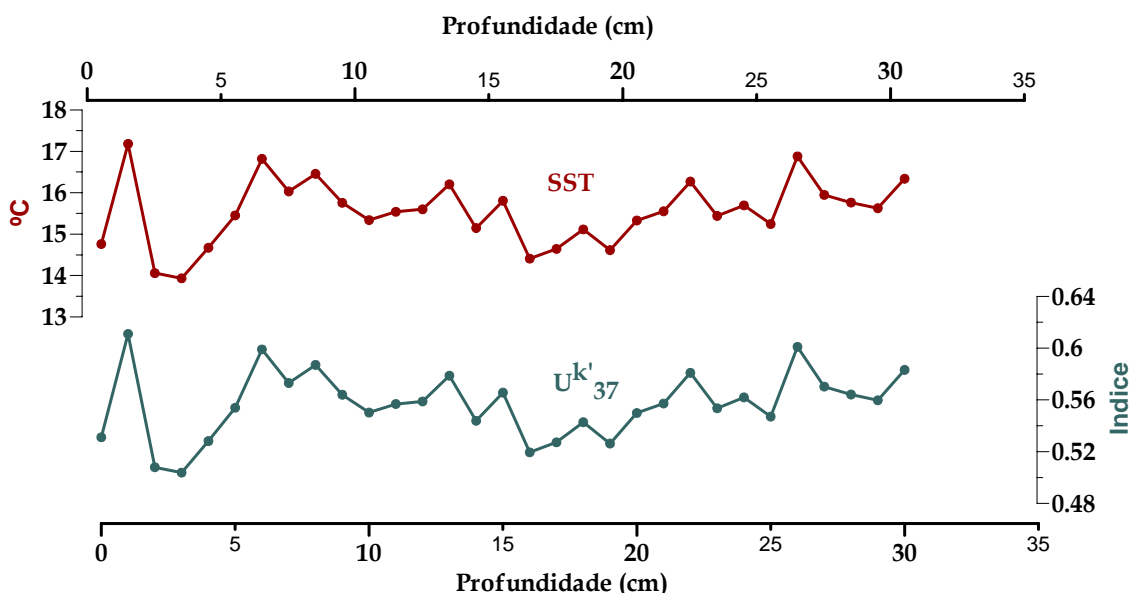


Figura 5.10– Perfil de Temperaturas de Superfície do Mar calculadas a partir do Índice $U^{k'}_{37}$ para o boxcore PO287-26-1B.

As temperaturas estimadas para o core D13902 (figura 5.11) dão a indicação de temperaturas de 15,5°C no início do core, seguindo-se um período com pouca oscilação mas onde se registam dois aumentos de temperatura, para 16°C aos 7 cm e para 17°C aos 50 cm de profundidade. Nos níveis seguintes a temperatura aumenta consideravelmente (aproximadamente 2°C) até atingir os 18°C aos 100cm. Esta temperatura mantém-se, com um pequeno decréscimo por volta dos 150cm, até perto dos 300cm. A partir deste ponto é registado um aumento acentuado com a temperatura a atingir os 20°C aos 350cm logo seguido de um decréscimo para 18,5 °C no final do registo. Tal como observado para o core anterior, os valores mais baixos de temperaturas (início do core) são acompanhados com um aumento na concentração de alcanonas.

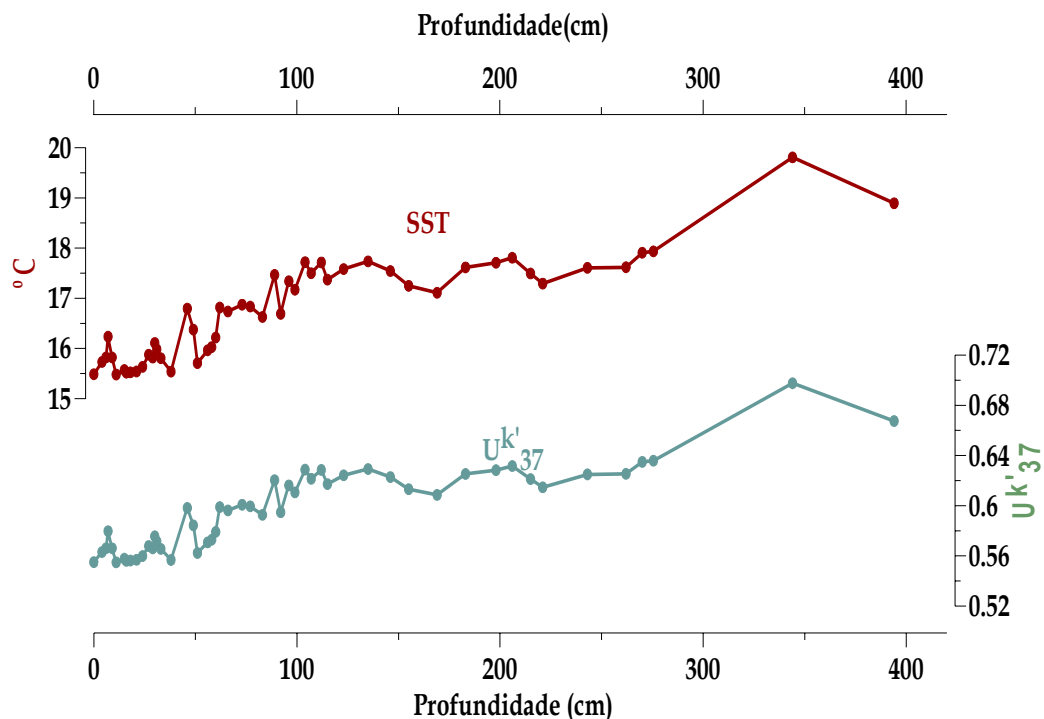


Figura 5.11– Perfil de Temperaturas de Superfície do Mar calculadas a partir do Índice $U^{k'}_{37}$ para o core D13902.

No perfil de temperaturas da figura 5.12 são visíveis dois intervalos com registos significativamente diferentes, até à profundidade de 800cm as temperaturas mostram um aumento gradual de cerca 4°C. A partir deste máximo a temperatura tem um decréscimo brusco, atingindo 9°C em 10cm centímetros de sedimento. Segue-se um intervalo onde as temperaturas se mantêm baixas, atingindo um novo mínimo (8°C) aos 980cm seguido de uma subida gradual até aos (12°C), temperatura que se mantêm até ao final da sequência.

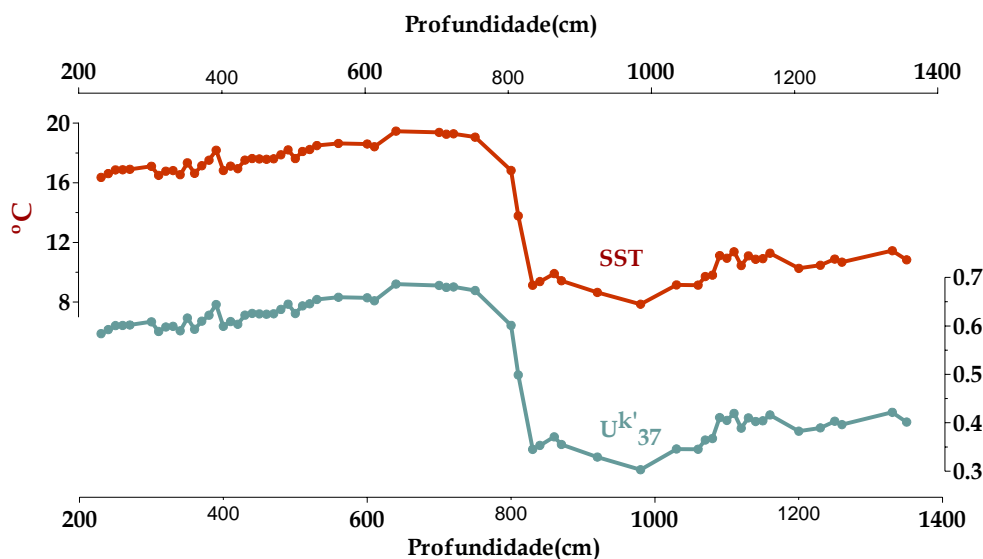


Figura 5.12– Perfil de Temperaturas de Superfície do Mar calculadas a partir do Índice $U^{k'}_{37}$ para o core D13882.

5.5- COCOLITÓFOROS, ABUNDÂNCIA E ASSOCIAÇÕES

Na tentativa de identificar qual a espécie de cocolitóforo responsável pela produção das alcanonas encontradas neste core, foram analisadas algumas amostras pelo Professor José-Abel Flores da Universidade de Salamanca. Os resultados revelam dominância do género *Gephyrocapsa* que atinge percentagens da ordem dos 90% .

No core D13902 (figura 5.13) maiores abundâncias são as do grupo designado por “small” *Gephyrocapsa*, da *Gephyrocapsa mullerae* e *Gephyrocapsa oceanica* nos primeiros 60cm de core, com evidencia para a espécie *Gephyrocapsa mullerae* a atingir cerca de 90% aos 66cm de profundidade.

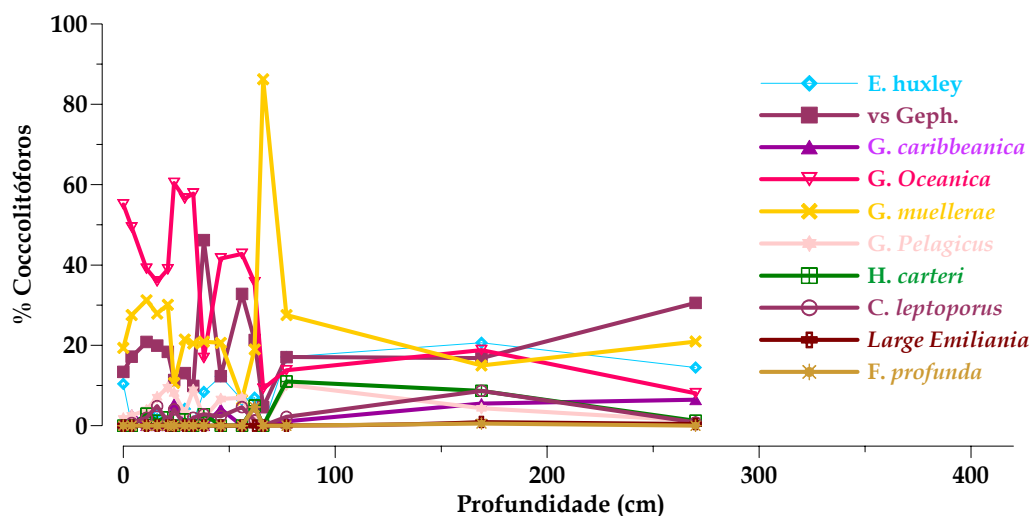


Figura 5.13– Evolução da distribuição das espécies de cocolitóforos ao longo do core D13902.

A abundância total bem como a associação de espécies de cocolitóforos presentes no core D13882 permite diferenciar também, dois intervalos cuja separação ocorre aos 800cm. Durante a primeira parte do core, até aos 800cm, há uma evidência clara do domínio do grupo das “small” *Gephyrocapsa* com percentagens de 50 a 60%. A partir deste ponto, destaca-se o aumento considerável da *Gephyrocapsa muelleriae* com valores a atingir praticamente os 100%.

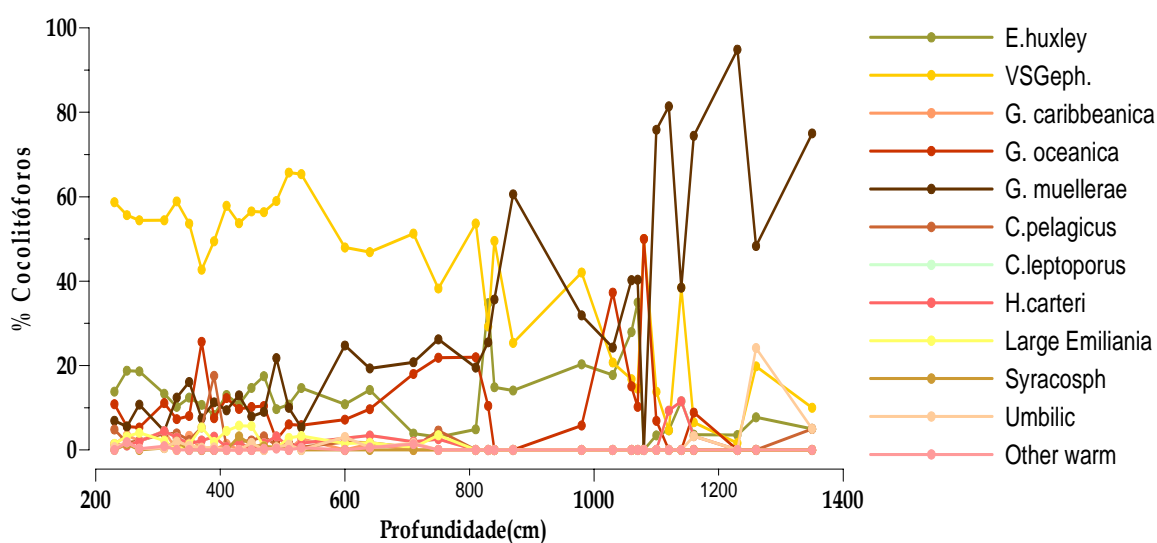


Figura 5.14– Perfil de distribuição das espécies de cocolitóforos no core D13882.

Capítulo VI

Cronologia

6- CRONOLOGIA

A técnica mais utilizada para datação de sedimentos do Quaternário mais recente é a datação por Espectrometria de aceleração de massas (AMS) de ^{14}C , baseada na medição da desintegração radioactiva do Carbono (C). Este ião forma-se na parte alta da troposfera, formando CO_2 que se incorpora no ciclo do carbono chegando, portanto, à matéria orgânica viva. Considerando que a concentração de C na atmosfera deve ser constante ao longo dos tempos, o grau de desintegração do C nos restos biogénicos deverá ser proporcional à sua idade de formação. Nos últimos anos a medição de espectrometria de massas (AMS) tem vindo a melhorar consideravelmente a precisão das datações permitindo a datação de pequenas quantidades de material, o que foi de grande utilidade para as reconstruções paleoceanográficas (Bard *et al.*, 1987; Fairbanks, 1989).

A comparação de idades obtidas pelo método C com outros métodos de datação, como a dendrocronologia (Stuiver *et al.*, 1991) ou por urânio-tório em corais (Bard *et al.*, 1990) evidenciou a existência de desvios sistemáticos nos resultados. Veio a descobrir-se que a origem destes desvios eram devidos a oscilações na concentração de C na atmosfera ao longo do tempo. Para minimizar os erros foi criada uma calibração para converter as idades C em idades calendário, tendo em conta a concentração atmosférica do C no momento de formação da amostra (Stuiver *et al.*, 1998).

O modelo de idades dos registos estudados foi estabelecido com base em datações por (AMS) ^{14}C em conchas carbonatadas de moluscos e determinações de por ^{210}Pb (chumbo 210) nos sedimentos mais recentes. A correlação com o core SU81-18 (37° 46'N, 10° 11' W / Bard, *et al.*, 1987) foi também utilizado, especialmente para os níveis mais profundos do core D13882, onde as nossas datações eram mais escassas.

Foram datadas amostras de material biogénico carbonatado (Tabela 6.1) pelo método ^{14}C no “AMS ^{14}C Dating Laboratory” do “Institute of Physics and Astronomy” da “University of Aarhus”, Dinamarca. As idades obtidas para as amostras datadas pelo método ^{14}C , têm um erro associado de ± 25 a ± 160 anos. Estas idades foram convertidas em idade calendário, utilizando o programa Calib. 4.2 (Stuiver *et al.*, 1998).

A correcção aplicada para o efeito reservatório na área em estudo foi de 400 anos, tal como determinada por Abrantes et al, (2003). Os cálculos foram baseados em 3 amostras de bivalves pertencentes à colecção do Rei pelo Rei D. Carlos que teriam sido colhidos vivos antes de 1950 (antes dos primeiros ensaios nucleares), e foram gentilmente cedidas pelo Aquário Vasco da Gama em Lisboa.

Os resultados são apresentados em idades calendário de ^{14}C antes do presente (*Before Present- BP*) representado por **Cal. ano BP**, quando se fala de milhares de anos é utilizada a abreviatura **ka**, o presente é considerado no ano 1950 depois de Cristo (*Ano domine- AD*) expresso por **ano AD**. No cálculo do modelo de idades para a boxcore foi considerado que topo corresponderia a 2001, tendo em conta que o ano de colheita do core foi Maio de 2002, considera-se que o material depositado diz respeito ao ano anterior devido à elevada taxa de sedimentação na área.

Tabela 6.1- Descrição das amostras datas pelo método ^{14}C AMS

Identificação da amostra do core	Tipo de Amostra	^{14}C Idades ano BP	Calibração para idades calendário
Profundidade (cm)			
PO287- 26-1B			
32-33	Bivalve	40±25	102±25
D 13902			
27-28	Bivalve	92±32	113±32
62-63	Turritela	785±40	704±40
96-97	Bivalve	970±45	863±45
124-125	Bivalve	1480±160	1304±160
151-152	Bivalve	1607±37	1487±37
199-200	Bivalve	1940±55	1885±55
342-343	Turritela	5460±40	6441±40
D13882			
255,5- 258	Turritela	1960±45	1453±45
797,2 – 798,3	Turritela	10450±75	11515±75
974,2 – 975,2	Bivalve	11100±50	12795±50
1140 – 1141	Bivalve	11500±70	13077±70

A figura 6.1 representa o modelo de idades da sequência sedimentar estudada com base nas datações por AMS ^{14}C em que os valores representados por TS correspondem às diferentes taxas de sedimentação (cm/ano) determinadas.

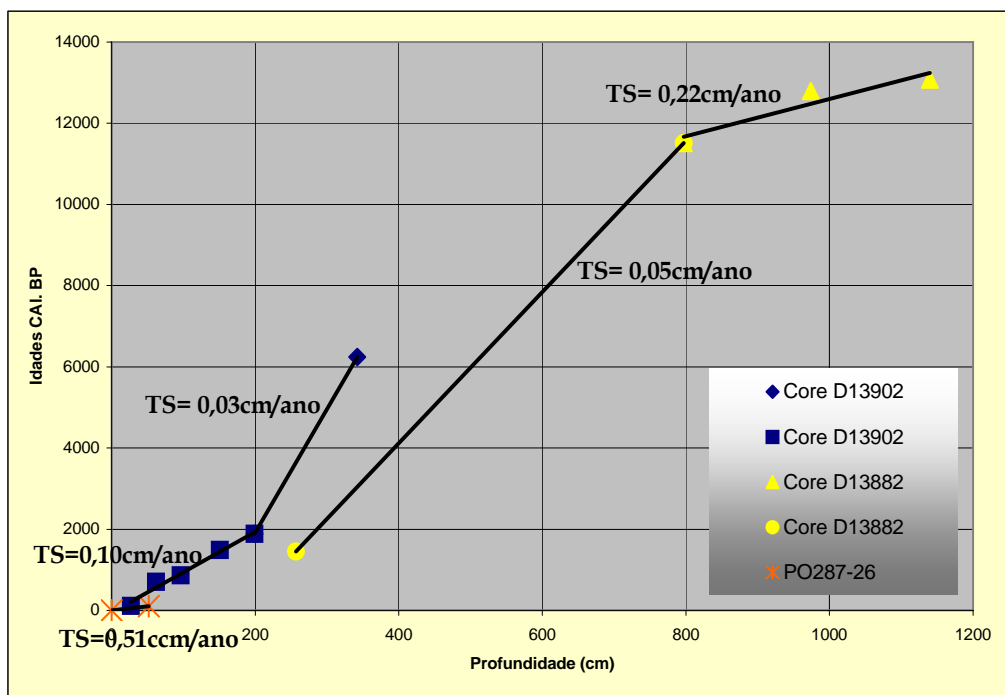


Figura 6.1- Gráfico com o modelo de idades definido com base nas idades de ^{14}C para a sequência sedimentar estudada. Estas idades corrigidas para o efeito reservatório da área (400 anos) e foram convertidas em idades calendário BP. As taxas de sedimentação estão representadas na figura por TS (cm/a).

O processo de sedimentação não foi no entanto contínuo, é possível que o terramoto/marmoto de 1755 tenha erodido cerca de 40 cm de material anteriormente depositado na área de estudo, ao mesmo tempo que teria causado a deposição instantânea de cerca de 30cm de material grosseiro e carbonatado bem marcado por máximos extraordinários de susceptibilidade magnética, tamanho de grão médio e CaCO_3 (Abrantes *et al.*, 2003).

Foi realizada uma correlação entre o core D13882 e o core SU8118 (Bard, *et al.*, 1987) colhido na mesma região a SW de Portugal, à profundidade de 3000 m. Esta correlação foi feita utilizando o software *Analyseries* e os pontos principais de correlação foram os apresentados na figura 6.2.

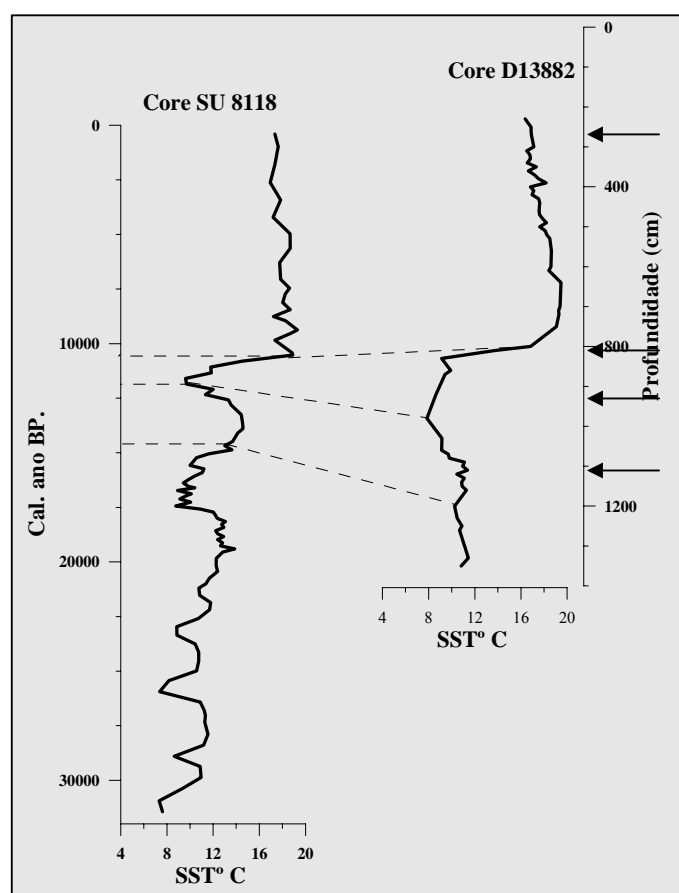


Figura 6.2- Correlação entre o core SU8118 e o core D13882. O core SU8118 foi utilizado por possuir um modelo de idades bem definido (Bard, *et al.*, 1987). As setas assinalam os pontos datados com AMS ^{14}C no core D13882.

Com base no modelo de idades definido para esta sequência sedimentar, é possível reconstruir as condições paleoclimáticas e paleoceanográficas para os últimos 13,5 ka. A amostragem desta sequência foi variável, tendo em conta o registo de susceptibilidade magnética, com um intervalo máximo de 10cm na base, o que permitiu uma resolução mínima correspondente a aproximadamente 125 anos.

Os sedimentos mais recentes foram datados pelo método de ^{210}Pb , no laboratório do NIOZ na Holanda. O modelo apresentado (figura 6.3) foi o que, segundo o investigador responsável (Wim Bóer) pela aplicação do método de datação, mais se adequa face os resultados obtidos. Este modelo indica uma taxa de sedimentação de 0,51 cm/ano, taxa aliás idêntica à obtida pelo método de ^{14}C considerando a idade de 40 ± 25 anos BP para os 32cm de profundidade (tabela 1). Nos sedimentos superficiais a resolução é de 2 anos em cada centímetro de sedimento.

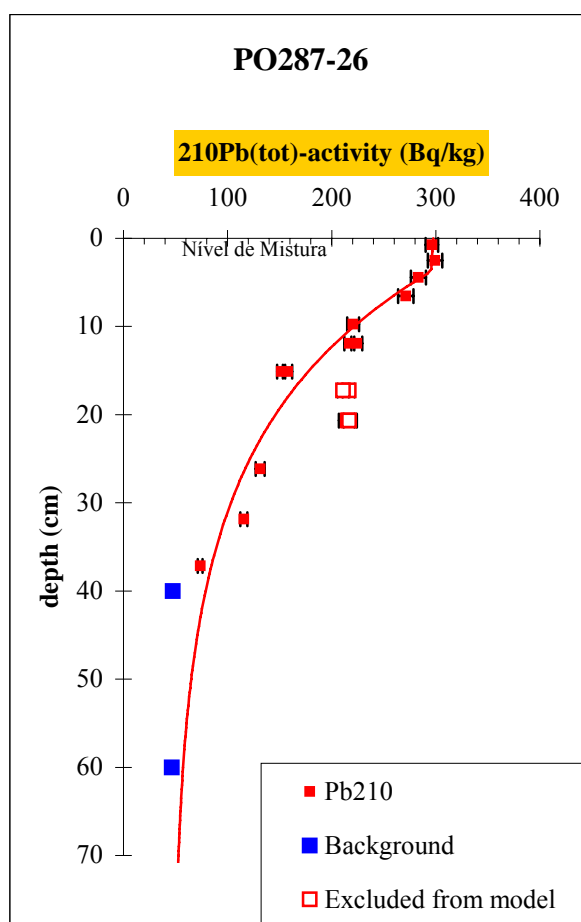


Figura 6.3 – Modelo de decaimento do ^{210}Pb proposto para o boxcore PO287-26.

Capítulo VII

Discussão e Conclusões

7 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

7.1- O ÍNDICE $U_{37}^{K'}$ E ESTIMAÇÃO DA SST

A reconstrução da temperatura superficial da água do Mar (Sea Surface Temperature- SST) para a sequência em estudo foi feita com base no índice $U_{37}^{K'}$, definido a partir do grau de insaturação das alcanonas C_{37} presentes nas amostras de sedimentos tal como definido por Prahl e Wakeham (1987). A calibração utilizada para converter os valores do índice em temperaturas foi a proposta por Müller *et al.*, (1998): $U_{37}^{K'} = 0,033 \times SST - 0,044$ que, como já foi dito, tem um carácter mais global ao ser calculada a partir de dados de $U_{37}^{K'}$ para todos os oceanos.

As condições de temperaturas actuais foram determinadas na amostra de sedimento superficial do boxcore, obtendo nesta amostra um valor de temperatura para o ano 2001 AD de 14,76°C. Podemos observar pela imagem de satélite (figura 7.1) que a temperatura de superfície média do mês de Janeiro de 2001 para a área de estudo é próxima dos 14,7°C.

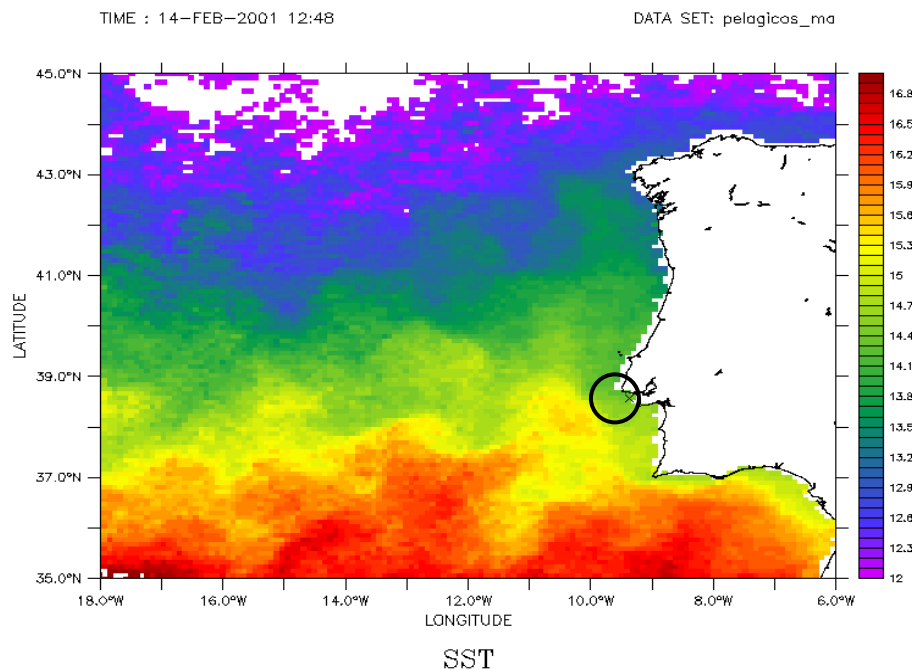


Figura 7.1- Imagem de satélite, da SST do dia 14 de Fevereiro de 2001 na margem Ibérica, a área de estudo está assinalada pelo círculo a preto (dados gentilmente cedidos por Paulo Oliveira do IPIMAR-Lisboa). Dados disponíveis em <http://podaac.jpl.nasa.gov/sst/>

Os dados instrumentais apontam para uma temperatura média anual no ano de 2001 de 16,63°C com uma média de Inverno para o mesmo ano de 14,97°C, pelo que poderemos afirmar que as temperaturas determinadas pelo índice Uk'_{37} estão correlacionadas com as temperaturas de Inverno, o que confirma a dominância dos coccolitóforos, grupo responsável pela síntese de alcanonas, durante o Inverno (Abrantes e Moita, 1999). Contudo se se fizer a comparação dos dados instrumentais considerando a média de dois anos tendo em conta o modelo de idades definido para os sedimentos do boxcore onde foi considerada uma taxa de sedimentação de 0,51cm/ano, (ou seja a cada centímetro de sedimento representa em escala temporal a 2 anos) com os resultados de SST obtidos pela aplicação do índice Uk'_{37} para os últimos 15 anos (figura 7.2), observa-se que apesar das diferenças verificadas para os valores anuais, em termos médios nos últimos 15 anos a SST medida nos sedimentos é de 15,48°C comparável à média instrumental para os meses de Inverno (15,60°C) em igual período.

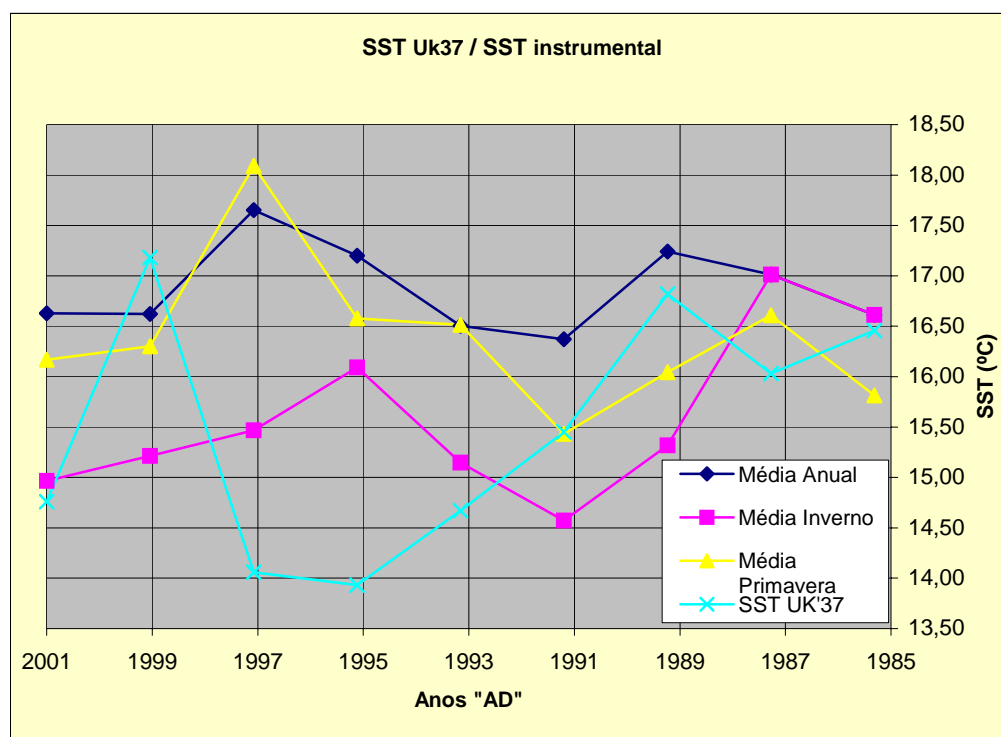


Figura 7.2- Gráfico com os perfis de distribuição das SST determinadas com base no índice Uk'_{37} e medidas por satélite para os últimos 15 anos (média anual a azul escuro, média de Inverno a cor de rosa e média de Primavera a amarelo).

A análise das temperaturas nos sedimentos do Boxcore indicam oscilações de 3°C, com as temperaturas a variar entre os 17,5°C e os 14°C no período de 1,5 anos (figuras 7.2 e 7.3) oscilações que não estão registadas nos perfis instrumentais.

De acordo com o modelo de idades definido no capítulo 6, é possível estimar a temperatura de superfície da água do Mar (SST) para os últimos 13,5 Cal. ka BP. A figura 7.3 mostra que, neste período, houve variações significativas, com as temperaturas a oscilar entre os 8°C e os 19,5°C.

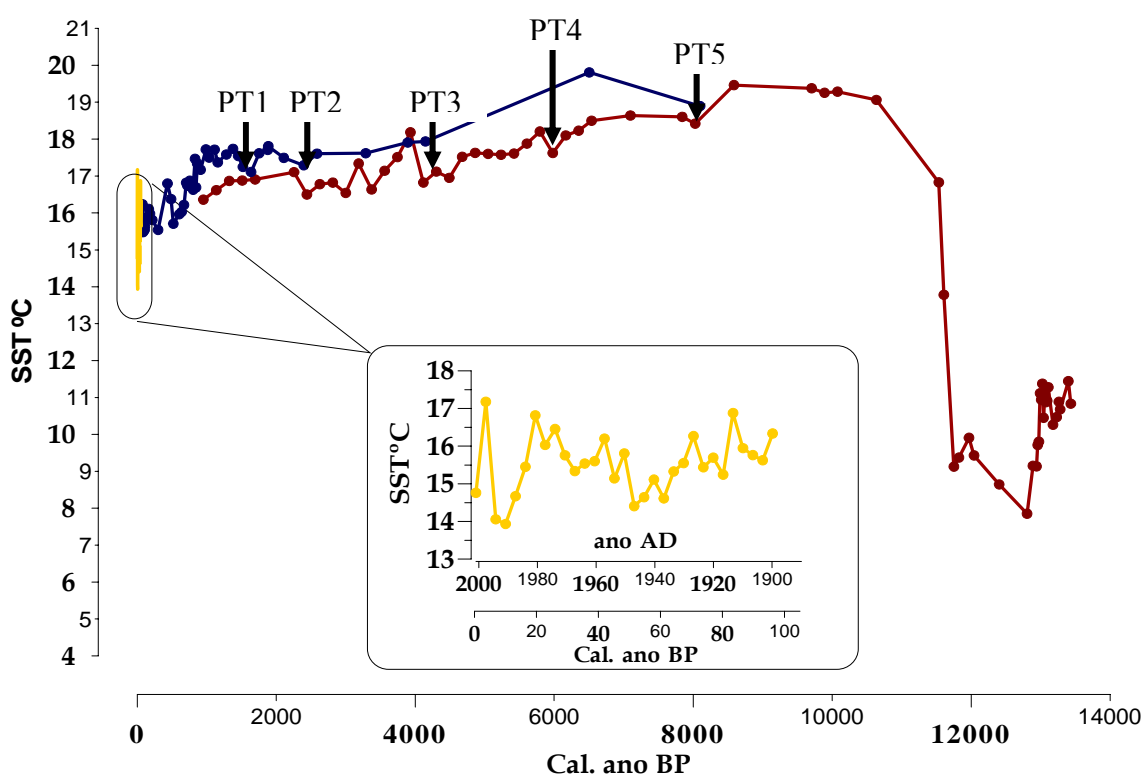


Figura 7.3- Evolução do Perfil de temperaturas para a sequencia sedimentar estudada ao longo do tempo (a vermelho estão representadas as SSTs para o core D13882, a azul as SSTs para o core D13902 e a amarelo a SST do boxcore PO287-26) As setas a preto assinalam eventos frios numa tendência geral de arrefecimento.

Na base desta sequência sedimentar, datada de 13,5 Cal. ka BP registam-se temperaturas de aproximadamente 11°C até próximo dos 12,9 Cal. ka BP, seguindo-se um arrefecimento de 3,5°C com as temperaturas a atingir o mínimo de todo o registo (7,85°C / figura 7.3).

Vários estudos descrevem um período quente que teve início no final da última glaciação designado como transição Bøling-Allerød (Johnsen et al., 1992; Lowe et al., 1994; Coope e Lemdahl, 1995; Stuiver et al., 1995; Walker, 1995). Este período corresponde ao intervalo marcado no Prodelta do Tejo com temperaturas médias de 11°C (13,5 a 12,9 Cal. ka BP) mas nada podemos concluir acerca do seu início (figura 7.3).

Segue-se um período, conhecido como Younger Dryas (YD) (Dansgaard *et al.*, 1993) marcado no prodelta do Tejo por duas fases de arrefecimento, no início este decréscimo de temperaturas verificou-se de uma forma abrupta com as temperaturas a atingem o valor mais baixo de toda a sequência (7,85°C) aos 12,8 Cal. ka BP. A este mínimo segue-se uma subida gradual para os 10°C onde se regista um novo decréscimo de aproximadamente 1°C. A transição para o Holocénico (início aos 10,6 Cal. ka BP) está marcada por um aumento muito acentuado nas temperaturas com os valores a crescer de 9,1 para 16,8°C (figura 7.3) em 1400 anos.

Resultados similares, mas com registos de temperaturas mínimas de 12°C, consideravelmente mais elevadas, foram obtidos para o Mar de Alborán e para o Golfo de Cadiz (Cacho, 2001) (figura 7.2). De acordo com Bard et al, (1987), Duplessy et al, (1992) durante o YD os arrefecimentos rápidos registados na Margem Portuguesa correspondem a diminuições na salinidade e estão associados a movimentos rápidos da frente polar resultantes da alteração na circulação termohalina global.

Os valores mais elevados de temperatura (próximos de 20°C) foram registados no início do Holocénico no período compreendido entre 10,6 a 8,5 Cal. ka BP. Este registo apresenta uma tendência geral de diminuição das temperaturas a partir dos 8,5 Cal.ka BP até ao presente, com um gradiente de temperatura de cerca de 4°C entre o Holocénico ótimo e o Recente, contrariando a ideia proposta por estudos anteriores (Boyle e Keigwin, 1987; Cacho *et al.*, 2001) de que o Holocénico é um período estável com as temperaturas a oscilar $\pm 2^\circ\text{C}$.

Quando se comparam o registo do Prodelta do Tejo com outros registos (figura 7.4), o core SU8118 localizado na margem portuguesa (38°N), o core MD95 2043 colhido no Mar de Alboran e o core M39-008 colhido no Golfo de Cadiz, verifica-se que nos outros registos as temperaturas são muito mais elevadas durante o período do Bøling-Allerød, cerca de 18°C no Golfo de Cadiz (figura 7.4). De acordo com Bard *et al.*, (1987) esta variação na SST deve-se à rápida migração da frente polar para Norte durante a primeira fase da deglaciação, permitindo a entrada de água quente subtropical nestas regiões.

Também o declive correspondente à transição YD / Holocénico é bastante mais acentuado na sequência em estudo, é de considerar porém que a resolução analítica neste periodo é inferior no core do Prodelta do Tejo. O perfil de SST mostra valores de temperaturas mais baixos ao longo de toda a sequência no Prodelta do Tejo em relação aos outros registos.

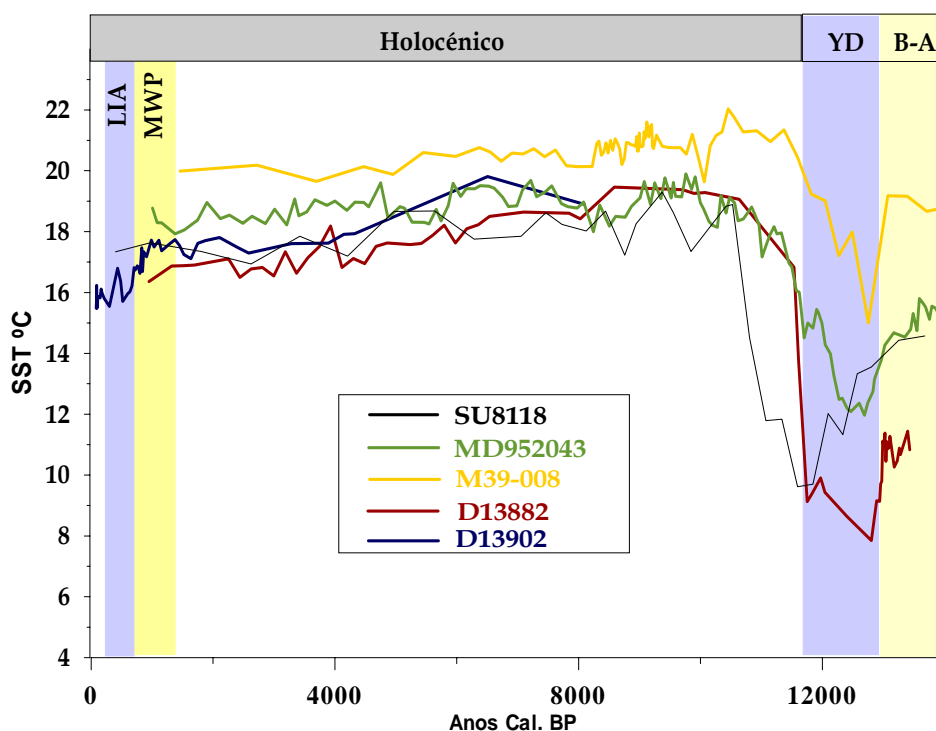


Figura 7.4 – Perfil de temperaturas determinadas com base no índice simplificado de insaturação das alcanonas. São apresentados os registos para três cores: SU8118 colhido a uma profundidade de 3000m na costa portuguesa (Bard et al., 2000); MD95 2043 localizado no Mar de Alboran e M39-008 localizado no Golfo de Cadiz (Cacho, et al., 2000). Estão assinaladas por bandas a azul os períodos frios e a amarelo o períodos quentes da idade Medieval e do Bøling-Allerød.

A tendência geral de arrefecimento das temperaturas durante o Holocénico foi marcada por acentuados eventos com as temperaturas a decrescer aproximadamente 1°C, em períodos que parecem associados a ciclos de ± 2000 anos (figura 7.3). Estes eventos foram identificados na sequência em estudo, contudo, uma maior resolução nestes pontos facilitaria a sua identificação sobretudo no início do Holocénico. Os eventos frios observados em outros cores estudados são coincidentes com os eventos identificados no prodelta do Tejo, contudo a baixa resolução não permite correlacionar os eventos registados nos últimos 8000 anos Cal.

Períodos curtos de arrefecimento foram descritos para o Atlântico Norte associados a pequenos fluxos de água frias (Bjorck *et al.*, 1996; Alley *et al.*, 1997). Eventos semelhantes com arrefecimento de 2°C, foram descritos por Bond *et al.*, (1997) para o Oceano Atlântico Norte com uma periodicidade de 730 ± 40 anos no Holocénico recente e que vão aumentando em múltiplos de 730 anos para períodos mais antigos. Uma ciclicidade de 1470 ± 500 anos foi descrita com alterações na circulação oceanica profunda ao sul da Islândia (Bianchi e McCave, 1999) e no continente Norte-Americano (Campbell *et al.*, 1998).

Tabela 7.1: Referencia os eventos frios holocénicos descritos no Oceano Atlântico Norte (Bond *et al.*, 1997) e no Mar de Alboran (Cacho *et al.*, 2000) comparados com os descritos no registo em estudo do Prodelta do Tejo (as designações NAC- North Atlantic Cooling e AC- Alboran Cooling foram atribuídas pelos respectivos autores, para os períodos frios na sequência do Prodelta do Tejo foi atribuída a designação PT).

Atlântico Norte Mínimos de SST Idades (ka)	Mar de Alboran Mínimos de SST Idades (ka)	Prodelta do Tejo Mínimos de SST Idades (ka)
NAC1 - 1.4	AC1 - 1.4	1.6 - PT1
NAC2 - 2.8	-	2,9 - PT2
NAC3 - 4.3	-	4.4 - PT3
NAC4 - 5.9	AC2 - 5.9	5.9 - PT4
NAC5 - 8.2	AC3 - 8.2	8.0 - PT5
NAC6 - 9.5	-	-
NAC7 - 10.3	AC4 - 10.3	-
NAC8 - 11.1	AC5 - 11.0	-
-	AC6 - 11.7	-
YD - 12.5	ACYD - 14,5	12,5 - PTYD

Na tentativa de correlacionar os períodos marcados com temperaturas mais baixas registadas na sequência do Prodelta do Tejo, são apresentados na tabela 7.1 as idades exactas dos arrefecimentos verificados durante o Holocénico no Oceano Atlântico Norte (Bond *et al.*, 1997) e no Mar de Alboran (Cacho *et al.*, 2000). Verifica-se que os eventos mais antigos estão fortemente relacionados com os publicados para o Atlântico Norte, o que estará a indicar a semelhança do verificado para o mar de Alborán, um afluxo de águas vindas do Atlântico Norte.

Contrariando a tendência geral de decréscimo das temperaturas foi registado no perfil de temperaturas do Prodelta do Tejo durante o Holocénico recente, entre os 800 e os 1250 anos AD um período com temperaturas próximas dos 18°C, este período de temperaturas mais elevadas ficou conhecido como o Período Quente Medieval (Medieval Warm Period-MWP) (Campbell *et al.*, 1998; Cronin, *et al.*, 2003). Segue-se um período frio identificado por vários autores como Pequena Idade do Gelo (Little Ice Age-LIA) (Campbell *et al.*, 1998; Jones, 2001) nesta sequência é evidente entre os 1300 e os 1850 anos AD, dois períodos com temperaturas 15,5°C.

7.2- PRODUTIVIDADE MARINHA

A concentração total de alcanonas é utilizada para traçar as alterações na produtividade marinha ao longo dos tempos (Budziak *et al.*, 2000; Shubert *et al.*, 1998; Schulte *et al.*, 1999). Os resultados obtidos para esta sequência sedimentar revelam que as taxas de acumulação do total de alcanonas é inferior a 100ng/cm²ano em quase toda a sequência sedimentar, com valores mais altos registados no intervalo de tempo entre os 113 e 82Cal. ano BP. O valor máximo de taxa de acumulação é de 831 ng/cm²ano registado aos 82Cal. ano BP, nos sedimentos mais recentes as taxas de acumulação são de aproximadamente 300ng/cm²ano (figura 7.5). A taxa de acumulação do total de alcanonas neste registo é relativamente baixa quando comparado com outros registos (Bard, 2000), contudo, é de considerar que se trata de um registo localizado junto à costa e que as alcanonas são produzidas por organismos de origem marinha.

Pelo registo obtido, a temperatura não tem uma influência considerável na determinação dos períodos com maior produtividade.

No intervalo de tempo onde foi registado a maior taxa de acumulação as temperaturas são da ordem dos 16°C.

O perfil de evolução das alcanonas (figura 7.5-A) tem uma distribuição semelhante à dos n-alcoois (figura 7.5-B), um biomarcador foi utilizado como indicador da entrada de material orgânico de origem terrestre. Esta relação pode indicar que a produtividade de cocolitóforos na zona (tal como indicada pela taxa de acumulação de alcanonas) pode estar a ser determinada pela descarga de nutrientes pelo Rio Tejo. Quando comparado o perfil dos biomarcadores orgânicos (figura 7.5-A, B) com a granulometria do sedimento verifica-se uma relação directa com material fino (lodo, figura 7.5-E), o que torna os resultados coerentes com os trabalhos realizados anteriormente (Lima *et al.*, 1971; Gaspar *et al.*, 1977) onde se afirma que a matéria orgânica dos sedimentos está contida na componente com granulometria inferior a 63µm.

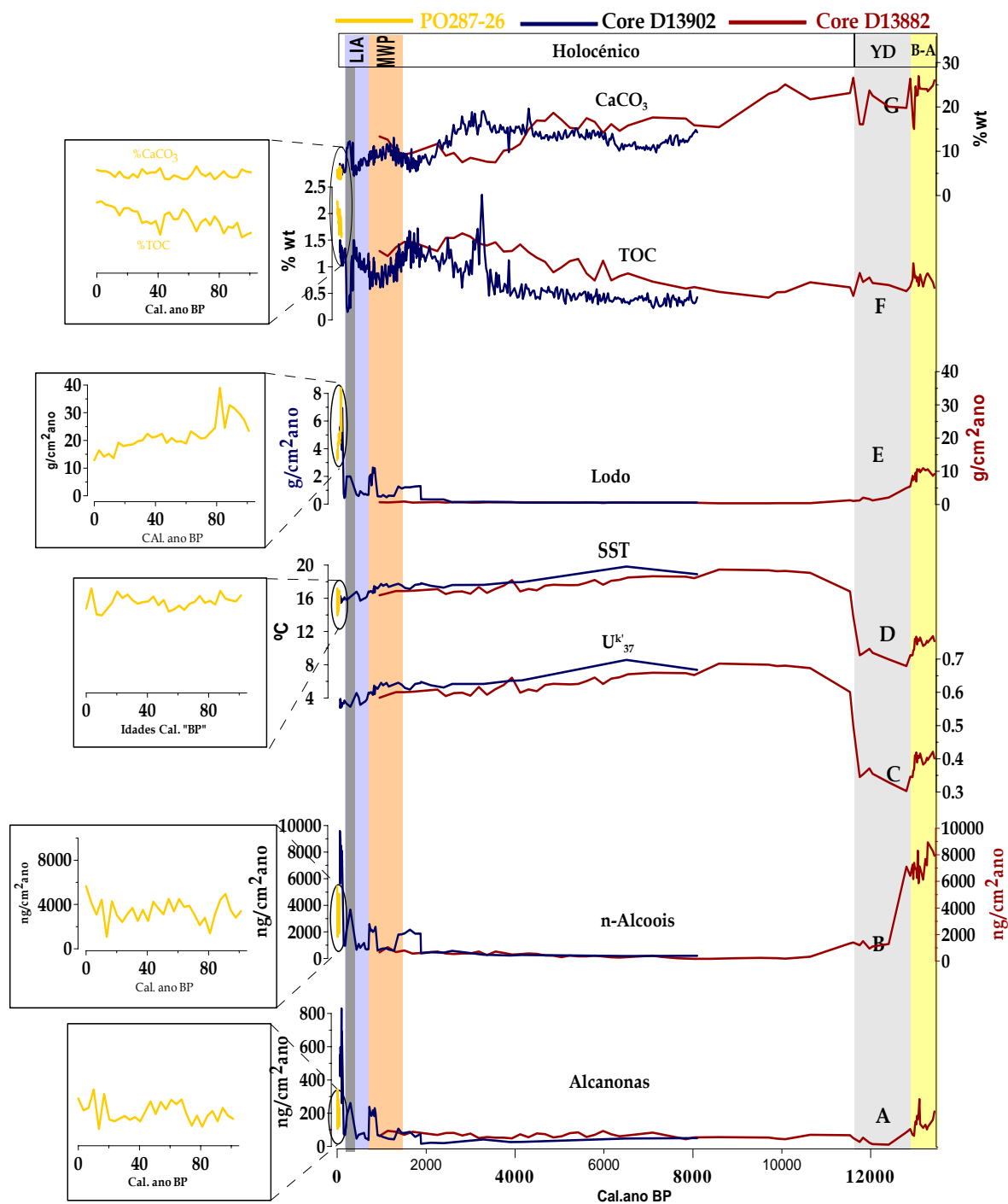


Figura 7.5- Distribuição dos indicadores de produtividade marinha ao longo da sequência sedimentar em estudo. A- taxa de acumulação do total de alcanonas; B- Taxa de acumulação de n-alcoois; C- Índice UK37; D- Temperaturas de superfície do mar; E- Taxa de acumulação de lodo (silte e argila); F- Perfil de distribuição da composição em carbono orgânico total; G- Distribuição da composição de carbonato de cálcio. As bandas assinaladas a cor marcam os intervalos climáticos globalmente definidos (Azul- LIA; Rosa- MWP; Cinzento claro -YD; Amarelo - Bøling-Allerød a banda a cinzento mais escuro realça o hiato que se suspeita ter sido criado pelo marmoto/terramotode Lisboa 1755AD). O registo de carbono orgânico total (TOC) mostra uma tendência crescente ao longo da

sequência, com excepção do período entre os 1700 e os 1600 Cal. ano BP onde após um decréscimo mais acentuado, os valores de TOC aumentam. As semelhanças entre os perfis de n-alcoois e do TOC nesta sequência é indicativo de que os máximos de TOC estão relacionados com um aumento no acarreo de matéria orgânica alóctona (figura 7.5).

A avaliação da produtividade com base na taxa de acumulação de alcanonas tem de ser feita tendo em consideração as condições que favorecem a presença de cocolitóforos, organismos responsáveis pela sua síntese.

Os sistemas de afloramento são caracterizados por possuírem elevados níveis de produção fitoplantónica resultantes do fluxo de nutrientes transportados para a zona eufótica pelas águas mais profundas (Margalef, 1985). Os nutrientes novos, em especial os nitratos, parecem ser o primeiro estímulo à produção fitoplantónica (Dugdale e Goering, 1967). Trabalhos realizados na costa portuguesa por Moita, (2001) descrevem os nitratos e os silicatos como os nutrientes que apresentam maior variação sazonal. As águas de superfície junto à costa apresentam ausência em nutrientes no Verão e os máximos valores no Inverno. No Verão os nitratos são praticamente inexistentes em toda a costa com excepção das zonas adjacentes aos estuários do Tejo e Sado. O ciclo de estratificação anual da coluna de água, em parte resultante do ciclo de radiação solar e da descarga dos rios, é caracterizado por máximos de estratificação no Verão e mínimos no Inverno, sendo a descarga dos rios apontada como a principal causa da estratificação durante o Inverno e a Primavera. A estratificação afecta a estabilidade e a disponibilidade de nutrientes na coluna de água e consequentemente as distribuições do fitoplâncton (Moita, 2001). As adaptações morfológicas e fisiológicas das células fitoplantónicas permitem que alguns grupos de espécies compitam com vantagem nos períodos de transição entre as condições de mistura vertical e a estratificação da camada superficial (Margalef, 1978). As condições de forte mistura vertical favorecem a dominância de diatomáceas pequenas e de tamanho médio, a estratificação da coluna de água beneficia a estratégia dos dinoflagelados e outros flagelados que se movimentam para zonas com luz e nutrientes (Margalef, 1978), como é o caso dos cocolitóforos.

Os coccolitóforos aparecem normalmente numa fase intermédia, entre as diatomáceas e os dinoflagelados (Estrada e Blasco, 1985). A abundância de coccolitóforos na costa Portuguesa em geral é máxima durante o período de Verão (Moita, 2001). Na zona do prodelta do Tejo, a abundância é elevada nos períodos de Verão e Inverno mas em termos percentuais o grupo domina a comunidade fitoplanctónica nos períodos de Inverno e Primavera (Moita, 2001).

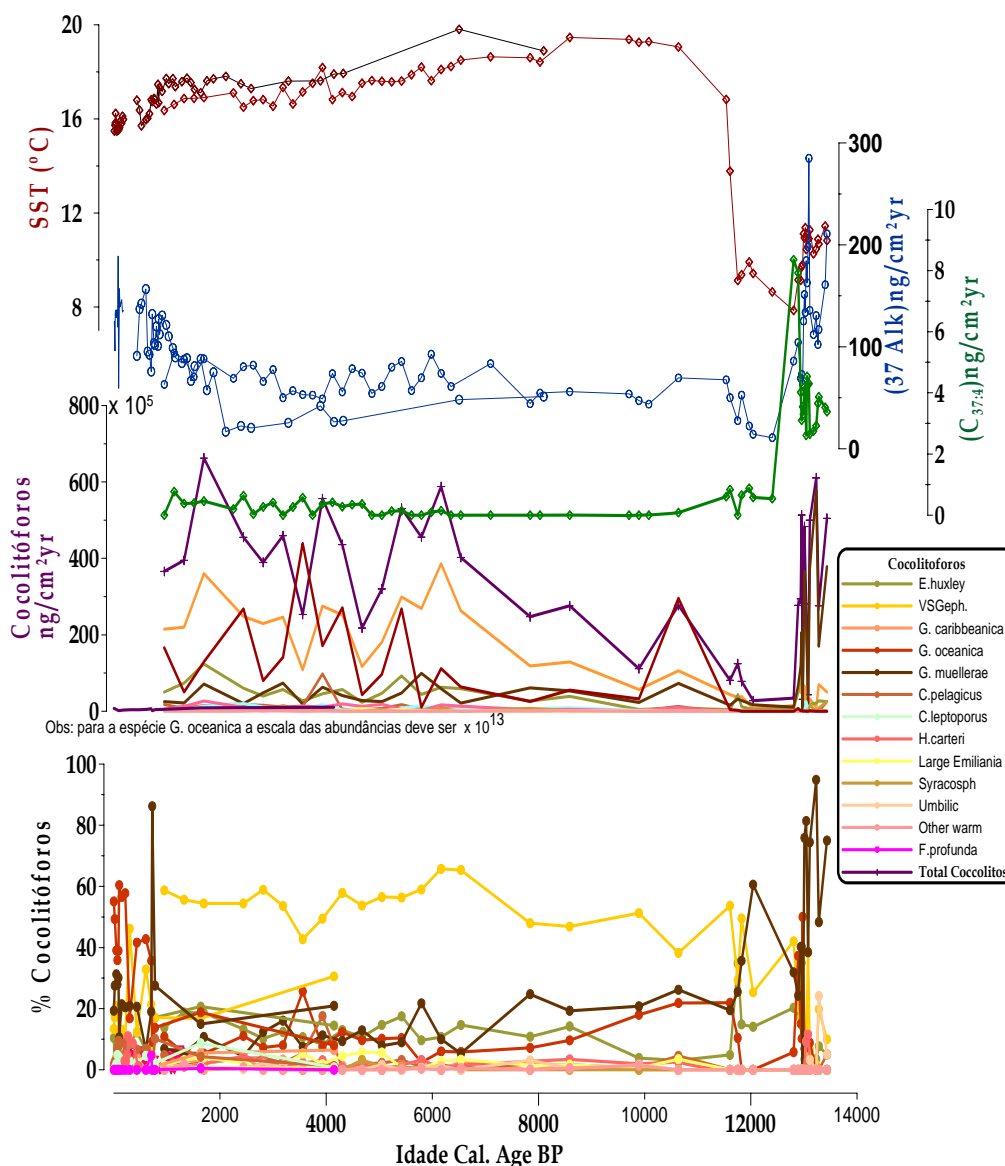


Figura 7.6: Distribuição da abundância percentual e taxa de acumulação das espécies de coccolitóforos mais importantes na sequência Prodelta do Tejo (dados gentilmente cedidos pelo Doutor José-Abel Flores da Universidade de Salamanca). São ainda apresentadas as taxas de acumulação do total de alcanonas em azul, da alcanona tetra-insaturada em verde e o perfil de temperaturas a vermelho.

Os resultados apresentados na figura 7.6 mostram que a taxa de acumulação de alcanonas apresenta a mesma distribuição que a taxa de acumulação do total de cocolitóforos, confirmando estes organismos como principais produtores de alcanonas (Volkman et al., 1980; Brassel et al., 1986; Prah et al., 1987; Volkman et al., 1995)

Em termos de espécies, análises de plâncton realizadas na margem Portuguesa por Moita, (2001) indicam *Emiliania huxleyi* como a espécie dominante na costa portuguesa durante o Inverno. Contudo, as amostras em que foram identificadas espécies de cocolitóforos não apresentam evidência de domínio por parte desta espécie. Aparecendo como dominante o género *Gephyrocapsa* em particular o grupo de espécies com diâmetro menor que 3µm logo seguidas das espécies *Gephyrocapsa oceanica* e *Gephyrocapsa muelleri* (figura 7.4).

A espécie *Gephyrocapsa oceanica* é uma espécie oceânica e eutrófica (Brand, 1994), que vive em águas ricas em nutrientes em regiões de upwelling equatorial, costeiro e plataformas externas, mares próximos de margens (Winter, 1985; Verbeek, 1990) e é uma espécie resistente a alterações físicas (Roth, 1994). Quanto ao grupo das “small” *Gephyrocapsa* é considerado como indicador de upwelling (Wells e Okada, 1997), contudo, Flores et al., (1999) consideram que estas espécies estão condicionadas pela temperatura. A espécie *Gephyrocapsa muelleri* é considerada como indicador de águas frias, com Flores et al., (1999) a encontrarem uma clara coincidência entre a abundância deste grupo e os períodos glaciares na zona de influência da corrente das Agulhas (SW Africano). No registo estudado (figura 7.4) a correlação com águas frias é confirmada pela ocorrência desta espécie em períodos de temperaturas mais baixas.

A alcanona tetra-insaturada (figura 7.7) foi identificada em concentrações consideráveis (14%) no final da sequência em estudo, mais concretamente no período identificado como Younger Dryas (YD). Quando comparados os valores obtidos com os do core SU8118, colhido a 3000 m de profundidade na mesma região mas sob influência mais oceânica, (figura 7.5), verifica-se que, as percentagens de alcanona tetra-insaturada obtidas durante o YD no prodelta do Tejo são superiores às registadas no core SU8118 durante o 1º evento climático definido como Heinrich 1 (Heinrich 1988).

Quantidades de alcanona tetra insaturada (C37:4) superiores a 5% foram descritas em regiões do Atlântico Norte sob influência de águas polares e árticas (Rosell-Melé *et al.*, 1995; Rosell-Melé *et al.*, 1998) e em ecossistemas não marinhos (Cranwell, 1985; Li *et al.*, 1996; Schulz *et al.*, 2000; Teixidor, 1996). Deste modo, percentagens de C37:4 superiores a 5% têm sido utilizadas para traçar a extensão da frente ártica durante o Younger Dryas (YD) (Rosell-Melé *et al.*, 1998) e os últimos dois eventos de Heinrich como reflectindo a influência de águas menos salinas originadas pela fusão de Icebergs (Bard *et al.*, 2000).

As percentagens elevadas de alcanona C37:4 no prodelta do Tejo, durante o YD, estão obviamente associadas a condições de baixas temperaturas, mas a influência de água doce não pode ser menosprezada.

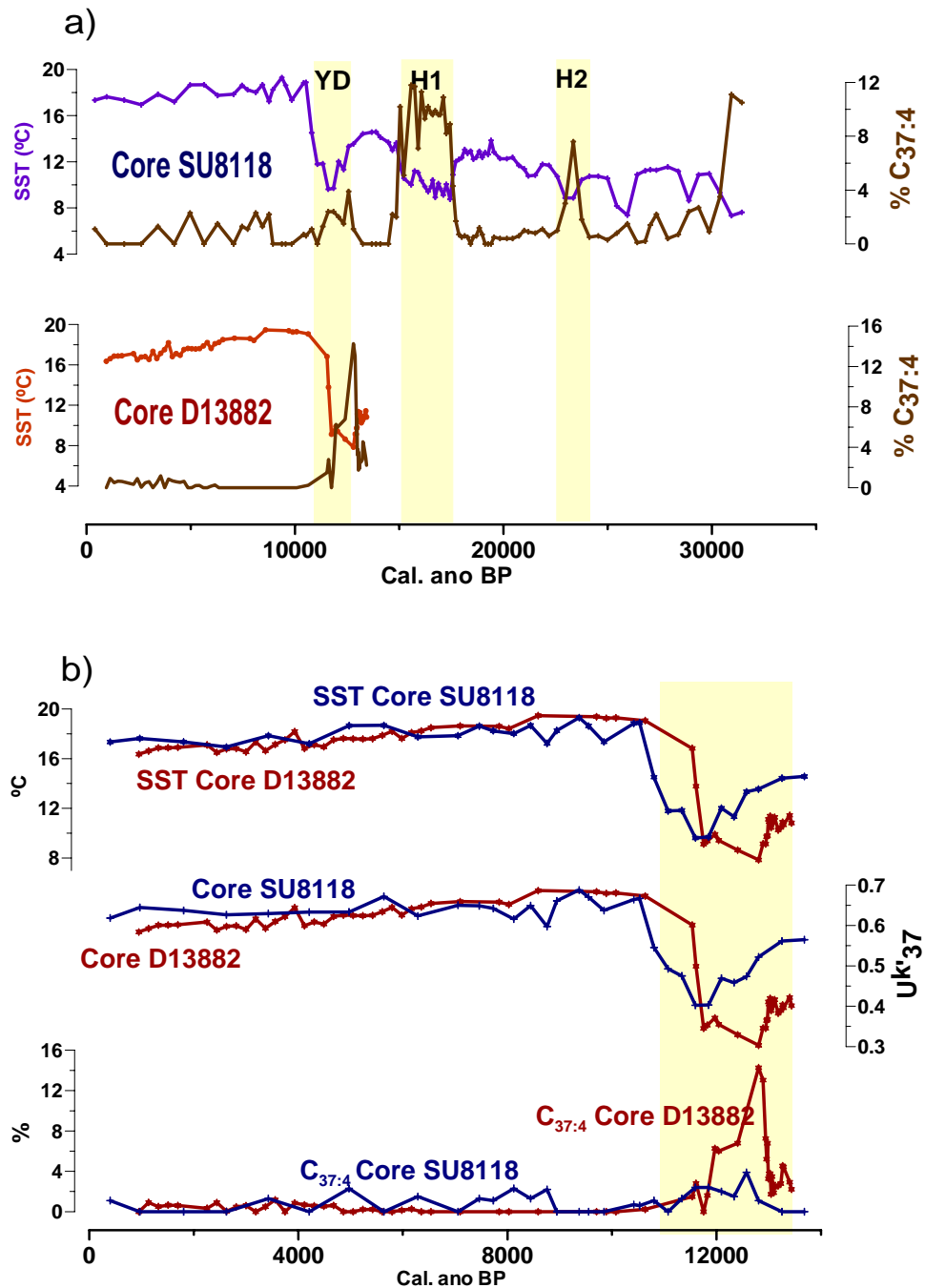


Figura 7.7- Perfil da SST e da alcanona tetra-insaturada no Core D13882 (38°N) em comparação com o Core SU8118 (37°N). Na painel a) são apresentados os perfis de SST e tetra-alcanonas para o core SU8118 e para o core D13882. Na painel b) são apresentados SST, índice Uk₃₇ e de % de tetra-alcanona, em cor azul referente ao core SU8118 e a vermelho escuro referente ao core D13882.

7.3- AVALIAÇÃO DO MATERIAL ALÓCTONE

A presença de material de origem terrestre pode ser determinada pela análise de compostos lipídicos, alcanos e álcoois, com número de átomos de carbonos superior a 20, ($>C_{20}$) produzidos pelas plantas superiores (Eglinton e Hamilton, 1967). Por outro lado, a maior ou menor presença dos diferentes tipos de compostos, dá indicação sobre o tipo de vegetação no continente (Gagosian, 1987; Poynter, 1989). Os compostos alcanos de 31 átomos de carbono, por exemplo, estão associados em maior abundância a regiões caracterizadas por vegetação rasteira, enquanto que elementos com 27 ou 29 átomos de carbono são dominantes nas zonas de floresta e bosques junto às bacias hidrográficas (Crawell, 1973). Com base neste conhecimento McCaffrey *et al.* (1991), propuseram a razão C_{29}/C_{31} como indicador do tipo de vegetação na fonte.

O parâmetro ACL (n-alkane average chain length) (tabela 7.2) descreve a média do número de átomos de carbono por molécula baseado na abundância de C_{27} , C_{29} e C_{31} presentes nas plantas superiores, (Poynter e Eglinton, 1990).

Tabela 7.2 : Índices de Biomarcadores de “input” terrígeno

Equações	Referencias
Média de n-alcanos de cadeia larga	
$ACL = \frac{27[C_{27}] + 29[C_{29}] + 31[C_{31}]}{[C_{27}] + [C_{29}] + [C_{31}]}$	Poynter e Eglinton, 1990
Índice de preservação dos álcoois	
$API = \frac{\sum (C_{24}OH + C_{26}OH + C_{28}OH)}{\sum (C_{24}OH + C_{26}OH + C_{28}OH) + \sum (C_{27}AK + C_{29}AK + C_{31}AK)}$	Poynter e Eglinton, 1990
	Cacho et al., 2000

O Índice de preservação dos álcoois reflete a razão entre os n-álcoois e n-alcanos. Poynter e Eglinton (1990) sugerem que o API em sedimentos superficiais é inversamente proporcional à profundidade da água sugerindo que os n-álcoois são menos resistentes à remineralização durante o fluxo na coluna de água.

Mais tarde, de forma a verificar se as diferenças observadas entre os dois biomarcadores terrestres são de algum modo dependentes das condições de preservação dos álcoois, Cacho *et al.*, (2000) calcularam um índice normalizado dos álcoois designado por *Álcool Index- AI* que é calculado como o API (apresentado na tabela 7.2). Quando este Índice é superior a 0,5, a concentração dos álcoois presentes nos sedimentos é mais elevada que a dos alcanos. Dado que os álcoois são compostos menos estáveis que os n-alcanos, e portanto mais susceptíveis à degradação, concentrações elevadas em n-álcoois, indicam a presença de material bem preservado. Na sequência em estudo a concentração em álcoois é bastante elevada (10000ng/g de sedimento seco) e o índice normalizado dos álcoois é de 0,64 aumentando para 0,7 (figura 7.6-C) aos 11Cal ka PB o que indica uma boa preservação do material orgânico ao longo de toda a sequência sedimentar em estudo.

Da análise do registo dos indicadores de “input” (acarreio de material) terrígeno (figura 7.6- A, B, F e G) é evidente a existência de dois períodos distintos de maior acarreo, dos 13,5 aos 12,8Cal. ka BP e no Holocénico recente a partir 2000Cal. ano BP, com taxas de acumulação máximas de 3100ng/cm²ano nos alcanos e de 9500ng/cm²ano nos n-álcoois durante o período compreendido entre os 113 e 9Cal. anos BP. Se comparados com o registo das temperaturas, o primeiro período com taxas de acumulação mais elevadas corresponde à transição Bøling-Allerød (Johnsen *et al.*, 1992; Lowe *et al.*, 1994; Coope and Lemdahl, 1995; Stuiver *et al.*, 1995; Walker, 1995). O segundo período aparece faseado em três partes: a primeira surge entre os 1900 e 1300Cal. ano BP antes do período quente Medieval (MWP) (800 e os 1250anos “AD” de Campbell *et al.*, 1998), a segunda está registada durante entre os 1100 e os 1200anos “AD” no final do MWP e a terceira a partir dos 1300 ano AD incluindo a Pequena Idade do Gelo (Little Ice Age-LIA) (Campbell *et al.*, 1998; Jones, 2001) um último intervalo está, associado a temperaturas mais baixas (aproximadamente 15,5°C, figura 7.6-I).

Os valores de ACL apresentam uma ligeira diminuição no início do registo até aos 12Cal. ka BP onde se regista o mínimo associado a temperaturas baixas (YD), segue-se um aumento entre os 12 e os 8Cal. ka BP, mantendo-se praticamente constante, na ordem dos 29,7% ao longo do Holocénico (figura 7.6-E). De salientar ainda, um mínimo de ACL (29,3%), por volta dos 1500 Cal. ano BP, verificado apenas no core D13902. Se se comparar o ACL (figura 7.6-E) com a razão C_{29}/C_{31} (figura 7.6-D) verifica-se que apresentam uma distribuição contrária o que pode sugerir alteração na vegetação da bacia do Tejo (McCaffrey *et al.* 1991).

A presença de elevados conteúdos em Ferro nos sedimentos é também considerada indicadora de transporte de material terrestre pelos rios (Lamy, 1998). A figura 7.6-F, representa a concentração relativa de Fe, tal como determinada por XRF e revela baixos conteúdos em Ferro no período entre 1500 a 1300Cal. anos BP, mínimo que é acompanhado por um mínimo na susceptibilidade magnética indicando redução na entrada de material terrígeno. Por outro lado o perfil da razão C_{29}/C_{31} indica grandes quantidades de alcano C_{29} , pelo que de acordo com Brault *et al.* (1988) poderemos considerar uma maior influência marinha neste local e durante o período quente Medieval (800 a 1250 anos “AD” / Campbell *et al.*, 1998).

No período entre os 15 e os 10 Cal. ka BP de acordo com Queiroz (1999), a vegetação tinha características semelhantes às actuais mas com uma estrutura altitudinal distinta da presente. Durante este período o evento mais marcante, o Younger Dryas (12 Cal. ka BP), onde as temperaturas desceram bruscamente para valores de 8°C é caracterizado por uma redução do coberto vegetal e da complexidade ecológica o que pode explicar a diminuição da quantidade de alcanos e alcoois nos sedimentos com taxas de acumulação de 100ng/cm²ano (figura 7.8-AeB).

Durante o período 13,5 a 11,5Cal. ka BP a razão C_{29}/C_{31} apresenta os valores mais elevados da sequência, com um domínio de compostos com 29 átomos de carbono o que sugere a presença de vegetação de grande porte (árvores e arbustos) na zona de origem (Cranwell, 1973) durante este período.

Na fase de transição YD /Holocénico (cerca de 11,5Cal. ka BP) é evidente uma alteração no perfil de C_{29}/C_{31} , a razão C_{29}/C_{31} diminui partir dos 8Cal. ka BP , com aumento na concentração do alceno com 31 átomos de carbono, o que sugere o domínio de vegetação rasteira nas zonas fonte (Cranwell,1973) do material transportado pelo rio durante o Holocénico, o que pode sugerir uma desflorestação, natural ou não, nos últimos 8Cal. ka BP. Com o início do Holocénico restabeleceram-se as condições climáticas de tipo interglacial, e o tipo de vegetação responde, mais uma vez, às alterações verificadas. O período compreendido entre os 10 e os 8Cal. ka BP, onde se registaram as temperaturas mais elevadas (temperaturas a atingir os 19,5°C), é globalmente marcado pela extensão máxima da área florestal, com predomínio dos bosques, junto ao litoral expandem-se os pinhais brancos e na região da serra da Estrela este período corresponde ao máximo da extensão do carvalhal negral (Queiroz, 1999).

Estudos de pólen na região norte da planície alentejana e da região centro (margem sul da bacia do rio Tejo) realizados por Mateus (1992), Queiroz (1999) e Mateus e Queiroz (1993), indicam um Holocénico recente (8ka até ao presente) caracterizado pela terrestrialização dos pântanos litorais na zona sul portuguesa pelo que induzem condições gerais de clima caracterizado por períodos secos. No entanto, de acordo com os resultados dos mesmos autores, o período compreendido entre os 3000 e os 1500Cal. anos BP é marcado por aumento da actividade agrícola, o que certamente implicou desarborização e pode explicar, pelo menos em parte, o intenso regime de escoamento fluvial e forte descarga de sedimentos indicado por todos os compostos / elementos de origem terrestre para o prodelta do Tejo. Aumento que pode em grande medida ser devido à desarborização intensa da paisagem pelo homem, o que teria resultado na diminuição da capacidade de retenção de água pelos solos e aumento da escorrência superficial.

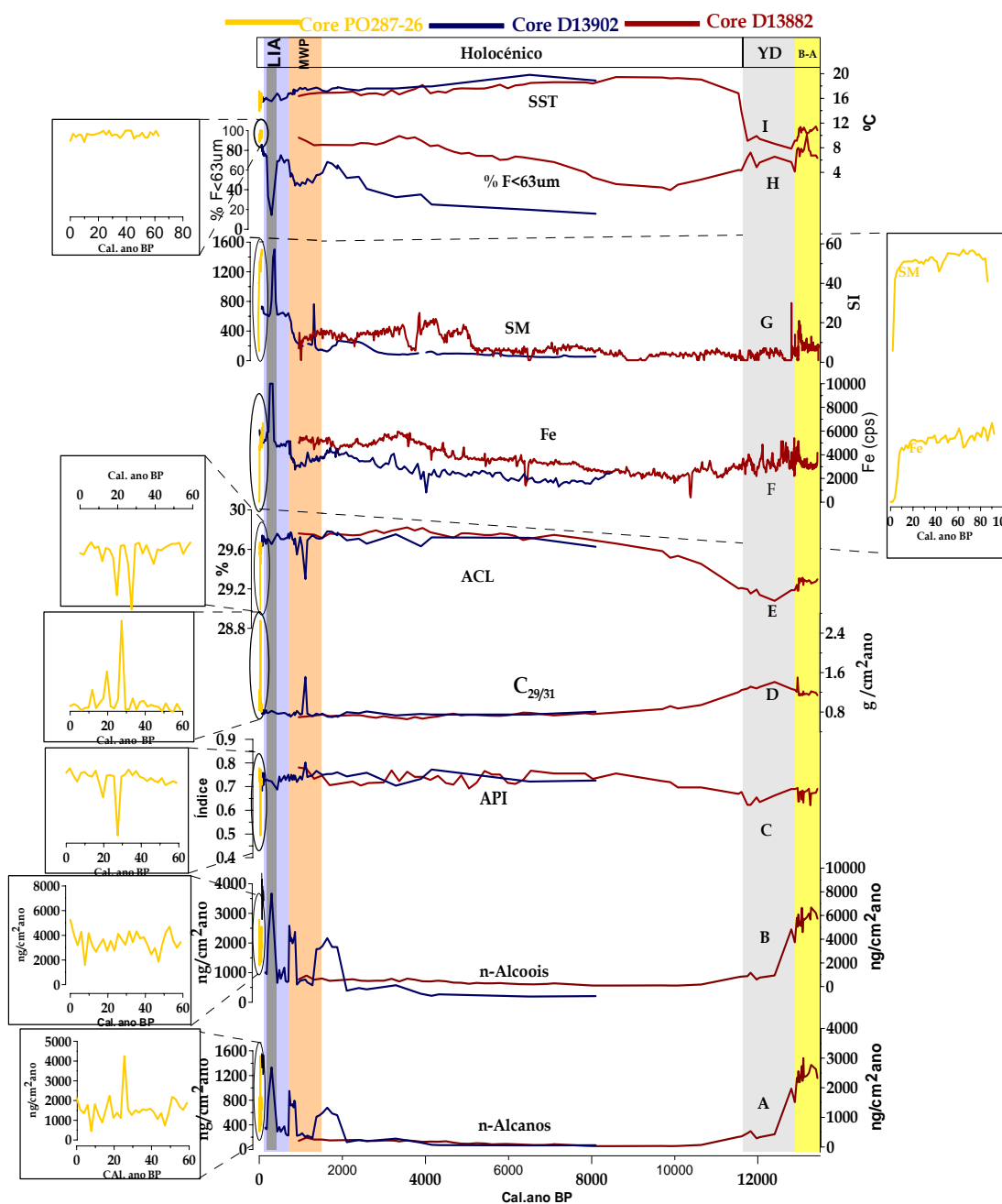


Figura 7.8- Evolução temporal dos indicadores de “input” terrígeno no Prodelta do Tejo (A- taxa de acumulação n-alcanos; B- Taxa de acumulação de n-alcoois). Índices de avaliação das origens da matéria orgânica presente nos sedimentos (C- índice de preservação dos álcoois; D- Razão C29/C31; E- Média de n-alcanos de cadeia longa; F- Distribuição do elemento Ferro medido por XRF; G- Distribuição da susceptibilidade magnética; H-Taxa de acumulação de lodo (silte e argila); I- Temperatura de superfície do Oceano. As bandas assinaladas a cor marcam os intervalos climáticos globalmente definidos (Azul- LIA; Rosa- MWP; Cinzento claro –YD; Amarelo - Bøling-Allerød a banda acinzentado mais escuro realça o hiato que se suspeita ter sido criado pelo marmoto /terramoto de Lisboa 1755AD).

8 – CONCLUSÕES

A realização deste trabalho evidência a utilidade dos biomarcadores orgânicos como indicadores paleoclimáticos e paleoceanográficos numa zona costeira e pouco profunda como o Prodelta do Tejo bem como, a importância do Rio Tejo como fonte de informação na caracterização climática da Península Ibérica.

O modelo de idades proposto para esta sequência sedimentar estabelece que estão representados os últimos 13,5 milhares de anos, englobando o Bølling Allerød, o “Younger Dryas” e o Holocénico. Os resultados de Temperaturas de Superfície do Mar obtidos, são por si só claros no que diz respeito ao registo destes períodos no Prodelta do Tejo. A análise feita aos compostos orgânicos de origem terrestre permite concluir a cerca do papel do rio como meio de transporte dos sedimentos depositados na plataforma continental e fazer uma caracterização do tipo de vegetação existente nas áreas envolventes nos últimos 13,5 Cal. ka BP. A produtividade marinha da área está reflectida nos perfis de distribuição da taxa de acumulação de alcanonas semelhante à taxa de acumulação do total de cocolitóforos, o que vem comprovar que estes organismos são os principais produtores de alcanonas. A diferença entre os perfis das alcanonas e do TOC nesta sequência é indicativo de que o TOC está directamente relacionado com o acarreio de matéria orgânica transportada pelo Rio.

Durante o período Bølling Allerød (13,5 a 12,9 Cal. anos BP) registaram-se temperaturas de aproximadamente 11°C, consideravelmente inferiores face a outros registos obtidos em sequências geograficamente próximas, concentrações elevadas de material terrígeno (n-alcanos e n-alcoois). A taxa de acumulação do total de alcanonas durante este período, indica elevada produtividade e elevada taxa de acumulação da espécie *Gephyrocapsa muelleriae*.

O período frio “Younger Dryas” (12,8 a 11,7Cal. Anos BP) ficou registado no Prodeltado Tejo com temperaturas mínimas de 7,85°C (12,8Cal. ano BP). Este período é comparável aos eventos de Heinrich, registados em cores próximos, para os quais se infere uma coluna de água estratificada devido à presença de águas pouco salinas e frias consequência da deriva de “icebergs” procedentes do Atlântico Norte e de águas doces carregadas de material terrígeno. Este período está ainda marcado pela presença da alcanona tetra-insaturada (C_{37:4}), evidenciando a influência de águas polares/ numa região bastante costeira, situação também, indicada pela presença de elevadas taxas de acumulação da espécie *Gephyrocapsa muellera*, espécie característica de águas frias.

Durante a fase de transição YD / Holocénico (11,5Cal.anoBP) as temperaturas variaram bruscamente, aumentando de 9,1 para 16,8°C em 1400anos, estas alterações rápidas na Margem Portuguesa são interpretadas como resultado de movimentos rápidos da frente polar resultantes da alteração na circulação *termohalina* global.

Valores máximos de temperaturas (19,5°C) foram registados no início do Holocénico durante o “Ótimo Climático” (10,6 a 8,5Cal. anos BP). Neste período a vegetação da bacia hidrográfica do Rio Tejo é marcada pela extensão máxima da área florestal. Para o outro período quente do Holocénico, o Período Quente Medieval (MWP), registado entre e 800 e os 1250anos AD as temperaturas máximas são de 18°C. No período entre os 1300 e 1850anos AD foram identificados dois registos de temperaturas mais baixas (15,5°C) associados ao período conhecido como Pequena Idade do Gelo (LIA). A produtividade marinha da área é mais evidente nos últimos 2000 anos, contudo durante os últimos 6Cal. ka BP a associação de cocolitóforos indica um domínio do género *Gephyrocapsid* destacando-se as espécies *G. oceanica* e um grupo de “Small” (<3µm) *Gephyrocapsa*, indicadores de upwelling costeiro e mistura de águas, como principais responsáveis pela produção de alcanonas na área. A análise de n-alcanos presentes nos sedimentos, permitiu ainda concluir que a vegetação dominante durante o Holocénico, nesta área é do tipo rasteiro, o que pode sugerir uma desflorestação, natural ou não, nos últimos 8000Cal.anos BP.

As condições climáticas actuais foram determinadas na amostra de superfície, a qual dá uma indicação de temperatura de 14,8°C. Por comparação com os dados instrumentais foi possível concluir que este valor está próximo da temperatura média observada para o mês de Fevereiro de 2001. Os Resultados obtidos nos sedimentos mais recentes permitem ainda a verificar que a SST média determinada pelo índice Uk37 para os últimos 15 anos (15,48°C) é comparável com a média instrumental de Inverno (15,60°C) para o mesmo período.

9- TRABALHO FUTURO

A comparação dos resultados obtidos para os restantes biomarcadores analisados nos sedimentos mais recentes com os dados instrumentais é um trabalho de grande importância para a validação dos indicadores utilizados e que a aluna se propõe fazer no futuro. O trabalho até à data realizado servirá de base ao programa de doutoramento da candidata que considera: 1) A extensão geográfica a outros pontos da Margem Ibérica utilizando as sequências sedimentares recolhidas na plataforma continental a norte do Tejo durante a campanha PALEO I a bordo do navio alemão Poseidon (realizada no âmbito do projecto INGMAR financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia), permitirão a verificação dos resultados obtidos para a zona do Tejo (Cores PO287-28);. 2) A extensão em termos temporais pela análise de novas sequências sedimentares colhidas em cores longos (campanha realizada em Julho de 2003 a bordo do navio Marion Dufresne, no âmbito do projecto Europeu SEDPORT - Sedimentation processes on the Portuguese Margin: the role of the continental climate, ocean circulation, sea-level and neotectonics), e que permitem o estudo dos últimos dois períodos mais quentes, o estágio 11 e o Holocénico, tendo como referência os cores do gelo (EPICA).

BIBLIOGRAFIA

- Abrantes, F. F. G. (1983). Registo sedimentares do Upwelling Costeiro na Plataforma da Zona SW Portuguesa. *Sociedade Geológica de Portugal XXIV*.
- Abrantes, F. (1990). Diatom Evidence for Latest Quaternary History of Upwelling and Biogenic Productivity: Portugal, NW Africa and Aliborean Sea. Tese de doutoramento, University of Rhode Island, p 386.
- Abrantes, F. e M. T. Moita (1999). Water column and recent sediment data on diatoms and coccolithophorids, off Portugal, confirm sediment record of upwelling events. *Oceanologica Acta* 22(3): 319-333.
- Abrantes, F., N. Loncaric, J. Moreno, M. Mil-Homens e U. Pflauman (2001). Paleooceanographic Conditions along the Portuguese Margin during the last 30 Ka: Multiple Proxy Study. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro* 88: 161-184.
- Abrantes, F; Lebreiro, S; Ferreira, A; Gil, I; Jonsdottir, H; Rodrigues, T; Kissel, C; Grimalt, J; (2003). Latest Holocene Climate Variability by a High-Resolution Multiple Proxy Record off Lisbon (Portugal); *EGS-AGU-EUG*, Nice, França.
- Alley, R. B., Mayewsky, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K C. e Clark, P.U. (1997). Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200yr ago. *Geology*, 25: 483-486.
- Ambar, I. J. (1982). Mediterranean influence off Portugal. Actual problems of Oceanography in Portugal. *JNICT / NMSP*: 74-97.
- Ana Maria Plaza (2001) Estudio paleoceanográfico de los testigos TG-7 (dorsal de Nazca-Pacífico) y MD95-2043 (mar de Alborán-Mediterráneo), tesis doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Espanha, p285
- Bard, E., M. Arnold, P. Maurice, J. Duprat, J. Moyes e J.-C. Duplessy (1987). Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ^{14}C accelerator mass spectrometry. *Nature* 328: 791-794.
- Bard, E., Hamelin, B. e Fairbanks, R. G., (1990) U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* 364: 456-458.
- Bard, E. (1999). Ice Age Temperatures and Geochemistry. *Science* 284: 11-12.
- Bard, E., F. Rostek, J.-L. Turon e S. Gendreau (2000). Hydrological Impact of Heinrich Events in the Subtropical Northeast Atlantic. *Science* 289: 1321-1324.
- Bianchi, G. G., e I. N. McCave, (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland, *Nature* 397: 515-517.

- Bjorck, S., B. Kromer, S. Johnsen, O. Bennike, D. Hammarlund, G. Lemdahl, G. Possnert, T. Rasmussen e B. Wohlfarth (1996). Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *Science* 274: 1155-1160.
- Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas e G. Bonani (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278: 1257-1266.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M. N. Evans, W. Showers, S. Holffmann, R. Lotti-Bond, I. hajdas and G. Bonani (2001). "Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene." *Scienceexpress*: 1.
- Boyle, E. A. e L. Keigwin (1987). North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature. *Nature* 330: 35-40.
- Brand, L.E. (1994). Physiological ecology of marine coccolithophores. In: *Coccolithophores* (A. Winter & W.G. Siesser, eds.), *Cambridge University Press*: 39-49.
- Brassell, S. C., G. Eglinton, I. T. Marlowe, U. Pflaumann e M. Sarnthein (1986). Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature* 320: 129-133.
- Brassell, S.C., (1993). Applications of biomarkers for delineating marine paleoclimatic fluctuations during the Pleistocene. In: M.H. Engel, S. A. Macko (Eds.), *Organic Geochemistry* (Ed. By M.H. Engel, S.A. Macko) Plenum Press, New York. p. 699-738.
- Brault, M., B. Simoneit, J. C. Marty e A. Saliot (1988). Hydrocarbons in water and particulate material from hydrothermal environments at the East Pacific Rise, 13°N,. *Organic Geochemistry* 12: 209-219.
- Broecker, W. S. e Denton, G. H. (1989). The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimistry Cosmochimica Acta*, 53: 2465-2501.
- Broecker, W.S., (1985). Internal Cycling and Throughput. *Pathways from River Mouth to Sea Floor*: 1-43.
- Budziak D., Schneider R. R., Rostek F., Muller P., Bard E., Wefer G., 2000. Late Quaternary insolation forcing on total organic carbon and C37 alkenone variation in the Arabian Sea. *Paleoceanography*, 15: 307-321
- Cacho, I., J.O.Grimalt, C. Pelejero, M. Canals, F.J. Sierro, J.A. Flores e N. Shackleton (1999). Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14: 698-705.
- Cacho, I., J. O. Grimalt, F. Sierro, N. J. Shackleton e M. Canals (2000). Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic coolings. *Earth and Planetary Science Letters* 183: 417-429.

- Cacho, I., J. O. Grimalt, M. Canals, L. Sbaiffi, N. J. Shackleton, J. Schonfeld e R. Zahn (2001). Variability of the Western Mediterranean Sea Surface Temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16(1): 40-52.
- Calvo, E. (2000). Reconstrucció de les condicions oceàniques dels darrers 400,000anys a l'Atlàntic Nord i Pacífic Sud-est mitjançant l'estudi dels biomarcadors moleculars dels sediments marins. Tese de Doutoramento, CSIC, Universitat Politècnica de Barcelona, Espanha p.197.
- Calvo, E., J. Villanueva, J. O. Grimalt, A. Boelaert e L. Labeyrie (2001). New insights into the glacial latitudinal temperature gradients in the North Atlantic. Results from U^{K}_{37} sea surface temperatures and terrigenous inputs *Earth and Planetary Science Letters* 188: 509-519.
- Campbell, I. D., C. Campbell, M. J. Apps, N. W. Rutter e A. B. G. Bush (1998). Late Holocene 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology* 26: 471-473.
- Conte, M. H., G. Eglinton and L. A. S. Madureira (1992). Long-chain alkenones and alkyl alkenoates as palaeotemperature indicators in their production, flux and early sedimentary diagenesis in the Eastern North Atlantic. *Organic Geochemistry* 19(1-3): 287-298.
- Conte, M. H. e G. Eglinton (1993). Alkenone and alkenoate distributions within the euphotic zone of the eastern North Atlantic: Correlation with production temperature. *Deep-Sea Research* 40(10): 1935-1961.
- Conte, M. H., Thompson, A., Lesley, D. e Harris, R. (1998). Genetic and physiological on the alkenone/alkenoate versus growth temperature relationship in *Emiliania Huxleyi* and *Gephyrocapsa oceanica*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(1): 51-68.
- Coope, G. R. e Lemdahl, (1998). Regional differences in the Lateglacial climate of northern Europe based on coleopteran analysis, *J. Quaternary Sci. Lett.*, 159: 57-70.
- Cranwell, P.A., (1973). Chain-length distribution of *n*-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change, *Freshwater Biol.*, 3: 259-265.
- Cranwell, P.A. (1985). Long-chain unsaturated ketones in recent lacustrine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49: 1545-1551.
- Cronin, T. M., G. S. Dwyer, T. Kamiya, S. Schwede and D. A. Willard (2003). Medieval warm period, Little Ice Age and 20th century temperatures variability from Chesapeake Bay. *Global and Planetary Change* 36: 17-29.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjornsdottir, A. E., Jouzel, J. e Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature* 364: 218-220.

- deAbreu,(2002) Prospecto Ciência Viva, Departamento de Geologia Marinha, IGM, Lisboa, Portugal.
- deAbreu, L., J. Schonfeld, M. Vautravers, N. J. Shackleton and F. Abrantes (2003). High-frequency ocean variations off the Western Iberian Margin during an extreme interglacials: is early MIS 11 equivalent to the Holocene? *AGU-EGS-EUG*, Nice, França.
- deMenocal, P. (2001). "Cultural responses to Climate Change During the Late Holocene." *Science* 292: 667-673.
- Dugdale, R.C., e Goering J.J. (1967). Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr* 12: 196-206.
- Duplessy, J.C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C. and Duprat, J., 1981. Deglacial Warming of the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the Paleoclimatic Evolution of the European Continent. *Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam: 121-144.
- Duplessy, J.C., L. Laberyrie, M. Arnold, M. Paterne, J. Duprat e T.C.E.v. Weering, (1992). Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation, *Nature* 385: 485-488.
- Eglinton, G. & Hamilton, R. J. (1967). Leaf epicuticular waxes. *Science* 156: 1322-1335.
- Eglinton, G., Parkes, R. J. e Zhao, M., (1993) Lipid biomarkers in biogeochemistry: Future roles? *Marine Geology* 113: 141-145.
- Estrada M. e Blasco, D. (1985). Phytoplankton assemblages in coastal upwelling Areas. In: *International Symposium of upwelling of W Africa*, Vol.1.C. Bas , R. Margalef, & P. Rubias (Eds), Instituto de Investigaciones Pesqueras, Barcelona: 379-402.
- Fairbanks, R. G., (1989). A 17,000-Year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637-642;
- Farrington , H.W., Davis, A. C., Sulanowski, J., McCaffrey, M.A., McCarthy, M., Clifford, C.H., Dickinson, P. e Volkman, J.K. (1988). Biogeochemistry of lipids in surface sediments of the Peru upwelling area at 15°S. *Organics Geochemistry* 13(4-6): 607-617.
- Ferrer, M. (2002). Estudi paleoceanogràfic de l'Oceà Índic. Projecto de Tese, CSIC. Universitat Politècnica da Catalunya. Barcelona. p. 61.
- Fiúza, A., Hamann, M., Ambar, I., Diaz Del Rio, G., Ganzalez, N. e Cabanas, J. M. (1998). Water masses and their circulation off Western Iberia During May 1993. *Deep-Sea Research* I 45: 1127-1160.

- Fiúza, A. F. G. (1984)- Hidrologia e dinâmica das águas Costeiras de Portugal, Tese de Doutoramento, Departamento de Física e Geofísica da Universidade de Lisboa, Lisboa Portugal. p 294.
- Fiúza, A. F. G. (1983). Upwelling patterns off Portugal. In: Coastal Upwelling its sediment record.(E. Suess, and J. Thiede, Eds.), *Plenum*, New York: 85-98.
- Fiúza, A., M. E. Macedo e M. R. Guerreiro (1982). Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling. *Oceanol. Acta* 5: 31-40.
- Flores, J. A., F. J. Sierro e I.Raffi (1995). Evolution of the calcareous nannofossil assemblage as a response to the paleoceanographic changes in the eastern equatorial pacific ocean from 4 to 2 Ma (leg 138, sites 849 and 852). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results* 138: 163-175.
- Gagosian, R. B., E. T. Peltzer e J. T. Merrill (1987). Long-range transport of terrestrially derived lipids in aerosols from the south Pacific. *Nature* 325: 800-803.
- Garcia, C., A. Oliveira, J. M. Jouanneau, J. A. Dias, A. Rodrigues e O. Weber (1995). As plumas dos Rios Tejo e Sado - Primeiros Resultados. *Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico* 4: 941-945.
- Gaspar, L. C. e J. H. Monteiro (1977). Matéria Orgânica nos sedimentos da plataforma continental portuguesa entre os cabos Espichel e Raso. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* T. LXII: 69-83.
- Grimalt, J. O., E. Calvo e C. Pelejero (2001). Sea Surface pleotemperature errors in U^{K}_{37} estimatio. *Paleoceanography* 16(2): 226-232.
- Grimalt, J. O., J. Rullkotter, M.-A. Sicre, R. Summons, J. Farrington, H. R. Harvey, M. Goñi and K. Sawada (2000). Modification of the C_{37} alkenone and alkenoate composition in the water column and sediment: Possible implications for sea surface temperature estimates in paleocenography. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1: 1525-2027.
- Haynes, R. e Barton, E.D. (1990). A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *Journal of Geophysical Research* 95, C7: 11425-11441.
- Herbert, M T.D., Schuffert, J.D., Thomas, D., Lange, C., Weinheimer, A., Peleo- Alampay, A. e Herguera, J.-C (1998). Depth and seasonality of alkenone production along the California margin inferred from a core top transect. *Paleoceanography*, 13(3), 42-49.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 years. *Quaternary Res.* 29: 142-152.

- Hidalgo-Colmenero E.. (2001). Paleooceanografía y estratigrafía de alta resolución del golfo de Gádiz en los últimos 40.000 años mediante el estudio de cocolitoforídeos. Tese de Mestrado. Departamento de Geología, Universidade de Salamanca, Salamanca. p.149
- Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg e K. Maskell (1995). Climate Change 1995. Ed. by IPCC, *Cambridge University Press*.
- Houghton, J. T., Y. Dring, Griggs, , N. D.J., M., , P. J. Van der Linden e D. m. Xiaosu (2001). Climate Change 2001. The scientific basis , . E. b. IPCC), *University Press*, Cambridge. p 944.
- INAG (1986). Monografias Hidrológicas dos Principais Cursos de Água de Portugal Continental, Direcção-Geral dos Recursos e Aproveitamentos Hidráulicos.
- Johnsen, S. J., H. B. Clausen, W. Dansgaard, K. Fuhizer, N. Gundestrup, C. V. Hammer, P. Iversen., J. Jouzel, B. Stauffer e J. P. Steffesen. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359: 311-313.
- Jones, P. D., T. J. Osborn e K. R. Briffa (2001). The Evolution of Climate Over the Last Millennium. *Science* 292: 662-667.
- Jouanneau, J. M., C. Garcia, A. Oliveira, A. Rodrigues, J. A. Dias e O. Weber (1998). Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off the Tagus and Sado estuaries S. W. Portugal. *Progress in Oceanography* 42.: 233-257
- Kennett, J. P., (1990). The Younger Dryas Cooling Event: An Introduction. *Paleoceanography*, 5, 6: 891-895.
- Lebreiro, S. M., (2000) Oceanographic cruise onboard the British RV Discovery 249- Gulf of Cadiz and Portuguese Continental Shelf off Lisbon. Relatório Técnico INGMARDEP 16/2000. Dep. Geologia Marinha. IGM. Lisboa.Portugal. p.9.
- Lebreiro, S. M., J. C. Moreno, F. F. Abrantes e U. Pflaumann (1997). Productivity and paleoceanographic implications on the Tore Seamount (Iberian Margin) during the last 225Kyr: Foraminiferal evidence. *Paleoceanography* 12(5): 718-727.
- Lamy, F., D. Hebbeln e G. Weter (1998). Late quaternary precessional cycles of terrigenous sediment input off the Norte Chico, Chile (27,5°S) and paleoclimatic implications. *Paleogeography Paleoclimatology* 141: 233-251.
- Li, J., Philip, R.P., Pu, F. e Allen J. (1996). Long-chain alkenones in Qinghai Lake sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(2), 235-241.
- Lima, L. M. C. S. (1971) Distribuição dos Minerais Argilosos na Plataforma Continental entre os Cabos Espichel e Raso, *1º Congresso Hispano Americano de Geologia*: 253-272.

- López, C. M. (2002). Estudio de la dinámica Paleoclimática del Atlantico Norte a partir de Biomarcadores. Proyecto Tesis. Departamento de química Ambiental- CSIC., Universitat Politècnica da Catalunya, Barcelona Espanha. p 81.
- Loutre, M. F. e A. Berger (2003). "Marine Isotope Stage 11 as an analogue for the present interglacial." *Global and planetary change* 762: 1-9.
- Lowe, J.J., Ammann, H.H. Birks, S. Bjørck, G.R. Coope, L.C.Cwynar, J.-L de Beaulieu, R.J. Mott, D. Peteet e M.J.C. Walker, (1994) – Climatic changes in areas adjacent to the North Atlantic during the last glacial/Interglacial transition (14-9 ka BP): a contribution to IGCP-253, *J. Quat.* 9: 185-198.
- Madureira, L. A. S., (1994) - Lipids in recent sediments of the eastern North Atlantic, Ph.D. thesis, Univ. of Bristol, Bristol, England. p. 287.
- Madureira, L. A. s., M. H. Conte e G. Eglinton (1995). Early Diagenesis of lipid biomarker compounds in North Atlantic sediments. *Paleoceanography* 10(3): 627-642.
- Margalef, R. (1978). Phytoplankton communities in upwelling areas. The example of NW Africa. *Oecologia Aquatica* 3: 97-132.
- Margalef, R. (1985). Primary production in upwelling areas energy, global ecology and resources." *Investigacion Pesquera* 1: 225-232.
- Marlowe, I. T., S. C. Brassell, G. Eglinton e J. C. Green (1984). Long chain unsaturated Ketones and esters in living algae and marine sediments. *Org. Geochemistry* 6: 135-141.
- Marlowe, I. T., S. C. Brassell, G. Eglinton e J. C. Green (1990). Long-chain alkenones and alkyl alkenoates and fossil coccolith record of marine sediments. *Chemical Geology* 88: 349-375.
- Marlowe, I. T., J. C. Green, A. C. Neal, S. C. Brassell, G. Eglinton e P. A. Course (1984). Long chain (n-C37-C39) Alkenones in the Prymnesiophyceae. Distribution of Alkenones and other Lipids and their Taxonomic Significance. *British Phycological J.* 19: 203-216.
- Martrat, B. (2001). Estudi de la Matèria Orgànica sedimentària per a conèixer els canvis climàtics de L'últim període glacial-interglacial. Projecto final de Carera. Escola Técnica Suprior d'Enginyria Agrària. Lleida. Espanha. p 95.
- Mateus, J. E. e P. F. Queiroz (1993). Os estudos de vegetação quaternária em Portugal. Contextos, balanço de resultados, perspectivas. O Quaternário em Portugal. *Colibri*. Lisboa: 105-131.
- Mateus, J. E. R. R. (1992). Holocene and Present-Day Ecosystems of the Carvalhal Region, Southwest Portugal. Tese de Doutoramento. Utrecht, Rijksuniversity. p 184.

- McCaffrey, M.A., Farrington J.W., e Repeta, D.J., (1991). The Organic geochemistry of Peru margin surface sediments: II, Paleoenvironmental implications of hydrocarbon and alcohol profiles, *Geo. et Cosmochimica Acta*, 55: 483-498.
- McIntyre, A. e Bé, W.H. (1967). Modern coccolithophoridae of the Atlantic Ocean – I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep-sea research* 14: 561-597.
- McManus, J., Delia Oppo, James Cullen and Stephanie Healey, (2003). Marine Isotope Stage 11 (MIS11): Analog for Holocene and Future Climate? In: Andre W. Droxler, Richard Z. Poore and Lloyd Burckle; Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question; *Geophysical Monograph Series* 137: 1-25.
- Meadows, P.S e Campbell, J.L (1988). An Introduction to Marine Sciences. *Blackie*. p 285
- Milliman, J.D. e Syvitski, J.P.M., (1992). Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean : The Importance of Small Mountainous Rivers. *University of Chicago*. Chicago. p 525-544.
- Moita, M. T. (2001). Estrutura variabilidade e dinâmica do fitoplâncton na Costa de Portugal Continental. Teses de Doutoramento. Faculdade de ciências de Lisboa. Lisboa. Portugal. p 272.
- Monteiro, J. H. e I. M. C. Moita (1971). Morfologia e sedimentos da plataforma continental e vertente continental superior ao largo da Península de Setúbal. *I Congresso Hispano-Juso-Americano de Geologia Económica*. Madrid-Lisboa. Comunicação P-6-8: 301-330.
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I. e Rosell-Meré, A. (1998). Calibration of the alkenone paleotemperature index UK'37 based on core-pops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1757-1772.
- NASA (1999). Welcome to NASA's Earth Science Enterprise, version 2, NP-1999-01-005-GSFC.
- NASA (2003). Terra Modis Oceans Data Vol.2 Disk 2. <http://modis.gsfc.nasa.gov>.
- Okada, H. e Honjo, S. (1973). The distribution of oceanic coccolithophorids in the Pacific. *Deep-Sea Research* 20: 355-374.
- Okada, H. e McIntyre, A. (1979). Seasonal distribution of modern coccolithophores in the Western North Atlantic Ocean. *Marine Biology* 54: 319-328
- Oliveira, A., J. Vitorino, A. Rodrigues, J. M. Jouanneau e J. A. Dias (2002). Nepheloid layer dynamics in the northern Portuguese shelf. *Progress in Oceanography* 52: 195-213.

- Oliveira, P.B., Amraoui, M. e Fiúza, A.F.G., (1996). Sea Surface Temperature Atlas of the Northeast Atlantic Derived from NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer Data. Morena, *Scientific and Technical Report* 42: 1-44.
- Oliveira, M. R. L. (1996). Fitoplâncton da Lagoa de Albufeira na zona de cultura *Mytilus edulis*. *Relat. Cient. Téc. Inst. Port. Invest. Marít.*, 14: 1-15.
- Paiva, P., J. M. Jouanneau, F. Araújo, O. Weber, A. Rodrigues e J. M. A. DIAS (1997). Elemental distribution in a sedimentary Deposit on the shelf off Tagus Estuary (Portugal). *Water, Air and Soil pollution* 99: 507-514.
- Pelejero, C. (2000). La Utilitat dels Biomarcadors Moleculars per a l'estudi dels canvis climatics: El cas de la Mar de la Xina Meridional. Teses de Doutoramento, Departamento de Química Analítica Universitat de Barcelona. Barcelona, Espanha p. 109.
- Pelejero, C. e M. Kienast, L. Wang and J.O. Grimalt. (1999). The flooding of Sundaland during the last deglaciation: imprints in hemipelagic sediments from the southern South China Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 171: 661-671.
- Pelejero, C., J. O. Grimalt e I. Cacho (1997). "Aplicaciones de los Biomarcadores moleculares en estudios paleoclimáticos: las alquenonas y el Índice U^{K}_{37} ." *Thalassas* 13: 49-58.
- Pickard, G. L e Emery, W.J (1990) "Descriptive Physical Oceanography. An Introduction. Pergamon Press. p 320.
- Poynter, J.G, Farrimond, P., Robinson, N. e Eglinton, G. (1989a) Aeolian-derived higher plant lipids in the marine sedimentary record: Links with palaeoclimate. In : M. Leinen, M. Sarnthein (Eds), *Paleoclimatology and Paleomicrobiology: Modern and past patterns of global atmospheric transport* (Ed, by M. Leinen, M. Sarnthein), pp. 435-462. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Poynter, J. G. P. Farrimond, S. C. Brassell. e G. Eglinton, A. (1989b). Molecular stratigraphic study of sediments from Holes 658A and 660A, Leg 108, edited by W. Ruddiman et al., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results* 108: 387-394.
- Poynter, J. e G. Eglinton (1990). Molecular composition of there sediments from hole 717C: The Bengal Fan, edited by J.R. Cochran et al., *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results*, 116, 155-161.
- Prahl, F.G e Wakeham, S.G. (1987). Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeotemperature assessment. *Nature* 330: 367-369.
- Prahl, F. G., Muehlhausen, L.A. e Zahnle, D.L. (1988). Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of palaeoceanographic conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 2303-2310.

- Prahl, F. e L. A. Muehlhausen (1989). Lipid Biomarkers as Geochemical Tools for Paleooceanographic Study. *Productivity of the Ocean: Present and past*: 271-289.
- Prahl, F. G., Ertel, J. R., Goni, M. A., Sparrow, M. A. e Eversmeyer, B. (1994). Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochimica e Cosmochimica Acta* 58(14): 3035-3048.
- Queiroz, P. F. (1999). Ecologia Histórica Da Paisagem do Nordeste Alentejano, Tese de Doutoramento. Universidade de Lisboa. Lisboa. Portugal. p 300.
- Rechka, J. A., e Maxwell, S.G., (1987). Characterisation of alkenone temperature indicators in sediments and organisms. *Organic Geochemistry* 13: 727-734.
- Rios, A., F. Pérez e F. Fraga (1992). Water masses in the upper and middle north Atlantic Ocean east of the Azores. *Deep-Sea Res.* 39: 645-658.
- Rodrigues, T. (2001). Cromatografia em Fase Gasosa. Relatório da Cadeira de Métodos e Técnicas Analíticas no âmbito do Mestrado de Geoquímica da Universidade de Aveiro. p 30.
- Rodrigues, T. (2003). Metodologia Analítica para determinação de Biomarcadores de Input Terrígeno e Uk'37. Relatório Técnico INGMARDEP 6/2003, Dep. Geologia Marinha. IGM. p 18.
- Rodrigues,T; Grimalt, J; Flores, J; Lebreiro, S; Abrantes, F; Climate variation and terrigenous input in the Tagus prodelta reconstructed through the use of n-alkanes and Uk' 37. *EGS-AGU-EUG*, Nice, 2003
- Rosell-Melé, A., J. Carter e G. Eglinton (1994). Distributions of long-chain alkenones and alkyl alkenoates in marine surface sediments from the North East Atlantic. *Organic Geochemistry* 22(3-5): 501-509.
- Rosell- Melé, A., Grimalt, J. e Eglinton, G. (1994) – Organic compounds as proxy-indicators of sea surface palaeotemperature: The U^K₃₇ index. In: *Long-term climatic variations-data and modelling. NATO-ASI Series, 22, Series I: Global Environmental Change* (Ed, by J. -C. Duplessy e M.-T. Spyridakis),. Springer-Verlag: 239-244.
- Rosell-Melé, A., ,Eglinton, G., Pflaumann, U. e Sarnthein, M. (1995). Atlantic core-top calibration of the U^K₃₇ index as a sea-surface palaeotemperature indicator. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **59**(15): 3099-3107.
- Rosell-Melé, A., M. Weinelt, M. Sarnthein, N. Koç e E. Jansen (1998). Variability of the Arctic front during the last climatic cycle: application of a novel molecular proxy. *Terra Nova* 10: 86-89.
- Roth, P.H. (1994). Distribution of coccoliths in oceanic sediments. In: *Coccolithophores* (A. Winter & W.G. Siesser, eds.), *Cambridge University Press*: 199-218.

- Ruddiman, W. F. e A. McIntyre (1981). The Mode and Mechanism of the Last Deglaciation: Oceanic Evidence. *Quaternary Research* 16: 125-134.
- Schubert, C. J., Villanueva, J., Calvert, S.E., Cowie, G.L., von rad, U., Schulz, H. e Berber, U. (1998). Stable phytoplankton community in the Arabia Sea over the last 200,000 years. *Nature* 394: 563-566.
- Schulz, H.M., Scöner, A. e Emeis, K.-C (2000). Long -chain alkenone patterns in the Baltic Sea-an ocean- freshwater transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64 (3): 469-477.
- Schulte, S., Rostek, F., Bard, E., Rullkötter, J. e Marchal, O. (1999). Variations of oxygen-minimum and primary productivity recorded in sediments of the Arabian Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 173: 205-221.
- Sicre, M.-A., E. Bard, U. Ezat e F. Rostek (2002). Alkenone distributions in the North Atlantic and nordicsea surface waters. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3(2): 10.1029.
- Sikes, E. L., J. W. Farrington e L. D. Keigwin (1991). Use of alkenone unsaturation ratio Uk₃₇ to determinepast sea surface temperatures:core-top SST calibrations and methodology considerations. *Earth and Planetary Science Letters* 104: 36-47.
- Sikes, A. L. e J. K.Volkman (1993). Calibration of alkenone unsaturation ratios U₃₇^k for paleotemperature estimation in cold polar waters. *Geochimica et Cosmochimica* 57: 1883-1889.
- Sikes, E. L. e M.-A. Sicre (2002). Relationship of the tetra-unsaturated C37 alkenone to salinity and temperature: Implications for paleoproxy applications. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3-11: 1-11.
- Sonzogni, C., E. Bard, F. Rostek, D. D. Cerege, A. Rosell-Mele and G. Eglinton (1997) Alkenones in recent surface sediments from the subtropical and tropical Indian Ocean. *Organic Geochemistry Unit*.
- Sousa, F. M. e A. Bricaud (1992). Satellite-Derived Phytoplankton Pigment Strutures in the Portuguese Upwelling Area. *Journal of Geophysical Research* 97: 11343-11356.
- Sousa, M. (1995). Processos de Mesoescala ao Largo da Costa Portuguesa utilizando Dados de Satelite e Observações *in situ*. Tese de Doutoramento. Departamento de Física. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. Lisboa. Portugal. p 167.
- Stein, R. e Stax, R., 1991. Late Quaternary Organic Carbon Cycles and Paleoproductivity in the Labrador Sea. *Springer-Verlag New York Inc*. New York: 90-95.

- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, W., Burr, G. S., Huglen, K. A., Kromer, B., McCormac, F.G., van der Plicht, J. e Spurk, M., (1998) INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000 cal BP. *Radiocarbon* 40: 1041-1083.
- Ternois, Y., Sicre, M.A., Boireau, A., Conte, M.H. & Eglinton, G. (1997). Evaluation of long-chain alkenones as paleo-temperature indicators in the Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research* 44(2): 271-286.
- Ternois, Y., K. Kawamura, L. Keigwin, N. Ohkouchi and T. Nakatsuka (2001). A Biomarker approach for assessing marine and terrigenous inputs to the sediments of Sea of Okhotsk for the last 27,000 years. *Geochimica et Cosmochimica acta* 65(5): 791-802.
- Teixidor, P. (1996), Biogeoquímica d' alquilglicerols i altres em sistemes deposicionals hipersalins. In: Departament Química Ambiental, *C.I.D-C.S.I.C.*, Tesi Doctoral., Universitat de Barcelona, Barcelona. Espanha. p 278.
- Vale, C. (1981). Entrada de matéria em suspensão no estuário do Tejo durante as chuvas de Fevereiro de 1979. *Recursos Hídricos* 2(1): 37-45.
- Vale, C. e B. Sundby (1987). Suspended sediment Fluctuations in the Tagus Estuary on Semi-diurnal and Fornightly Times Scales. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 25: 495-509.
- Verbeek, J. W. (1990). Late Quaternary calcareous nannoplankton biostratigraphy for the northern Atlantic Ocean. *Mended. Rijks- Geol.Dienst* 44: 13-43.
- Vergnaud-Grazzini, C., Caralp, M.; Faugères, J.C, Gonthier, E.; Grousset, F.E.; Pujol, C. e Saliège, J.F. (1989) Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18000 years B.P. *Oceanologica Acta* 12 (4): 305-324;
- Villanueva, J. (1996). Estudi de les variacions climàtiques i oceanogràfiques a l'atlantic Nord Durant els últims 300.000 anys mitjançant l'anàlisi de marcadors moleculars. Tesis Doctoral, Dep.Química Ambiental. Universitat de Barcelona. Barcelona. Espanha. p 186.
- Villanueva, J. e J. O. Grimalt (1997). Gas Chromatographic Tuning of the UK37 Paleothermometer. *Analytical Chemistry* 69(16): 3329-3332.
- Villanueva, J., C. Pelejero e J. O. Grimalt (1997). Clean-up procedures for the unbiased estimation of C₃₇ alkenone sea surface temperatures and terrigenous n-alkane in paleoceanography. *Journal of Chromatography A* 757: 145-151.
- Villanueva, J., J. O. Grimalt, E. Cortijo, L. Vidal e L. Labeyrie (1998). A biomarker approach to the organic matter deposited in the North Atlantic during the last climatic cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(21): 4633-4646.

- Volkman, J. K., G. Eglinton, E. D. S. Corner e T. E. V. Forsberg (1980). Long-chain Alkenes and Alkenones in the Marine Coccolithophorid *Emiliania Huxleyi*. *Phytochemistry* 19: 2619-2622.
- Volkman, J.K., Farrington, J. W., Gagosian, R.B. e Wakeham. S. G. (1983). Lipid composition of coastal marine sediments from the Peru upwelling region. In: *Advances in Organic Geochemistry* (Ed. By M. e.a. Bjoroy): 228-240
- Volkman, J. K., S. M.Barrett, S. I. Blackburn e E. L. Sikes (1995). Alkenones in *Gephyrocapsa oceanica*: Implications for studies of paleoclimate. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59(3): 513-520.
- Wakeham, F. P. S. G. (1987). Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketones compositions for palaeotemperature assessment. *Nature* 330: 367-369.
- Walker, M. J. C., (1995), Climatic changes in Europe during the Last Glacia/Interglacial transition, *Quat. Internat*, 28: 63-76.
- Winter, A. (1985), Distribution of living coccolithophores in the California Current system, southern California Boorderland. *Marine. Microplaeontology* 9: 385-393.
- Wooster, W., Bakun, A. e McLain, D. (1976). The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34: 131-141.

DADOS DE FLUXOS DO BOXCORE PO287-26 1B

Prof. (cm)	Idades BP	Idades AD	bulkAc. Rate	(n-alc) ng/cm2ano	(n-OH) ng/cm2ano	(37alc) ng/cm2ano	Lodo g/cm2ano
0	0	2001	0,3633	1327,8487	4510,1867	230,7831	13,3418
1	2	1999	0,4191	1255,2283	4386,7099	217,3327	16,3441
2	4	1997	0,4005	1141,0340	3495,0154	232,4521	14,3985
3	6	1995	0,4074	1414,5493	4621,6758	343,5429	15,2847
4	8	1993	0,3897	532,1899	1822,1237	105,8098	13,9408
5	10	1991	0,4689	1439,9219	4507,7073	315,4293	18,6780
6	12	1989	0,4346	1059,1953	3428,7541	162,2448	17,5908
7	14	1987	0,4407	829,5672	2946,9473	151,4721	17,9029
8	16	1985	0,4444	1289,2365	3550,9864	167,4719	18,1282
9	18	1983	0,4549	1726,9087	4004,4139	183,7339	19,0755
10	20	1981	0,4553	986,3630	3019,9434	159,8829	19,3305
11	22	1979	0,4750	1154,8799	3862,1761	177,7228	21,2975
12	24	1977	0,4590	979,7036	3034,8907	150,2152	20,1862
13	25	1976	0,4723	3068,8305	4464,8687	210,9601	20,5390
14	27	1974	0,4710	1265,7127	3974,9805	271,0035	21,3257
15	29	1972	0,4508	1075,3710	3526,7963	195,0972	18,5190
16	31	1970	0,4660	1242,5704	4683,5873	268,4837	20,0393
17	33	1968	0,4539	1162,6920	3741,9065	222,9874	18,9327
18	35	1966	0,4629	1274,6957	4676,1290	280,3812	19,0689
19	37	1964	0,4470	1241,0094	4069,5099	253,9779	18,3449
20	39	1962	0,4788	1295,2316	4168,2984	282,9762	22,0286
21	41	1960	0,4677	1179,5461	3490,9100	192,1864	21,0204
22	43	1958	0,4552	940,3024	2712,6472	125,3996	19,9121
23	45	1956	0,4768	1144,1536	3261,5633	185,0477	20,0365
24	47	1954	0,4874	722,2203	2092,2263	118,4620	21,5998
25	49	1952	0,5032	1140,6685	3559,9838	183,4888	23,0257
26	51	1950	0,6110	1691,4913	4596,4403	213,4822	35,0982
27	53	1948	0,5078	1600,7301	5067,3840	151,9646	23,1021
28	55	1946	0,5786	1362,8538	3842,2030	232,0603	29,8963
29	57	1944	0,5531	1251,1784	3280,4373	185,1775	28,9588
30	59	1942	0,5471	1488,1173	3760,1233	166,3775	27,4428
31	61	1940	0,5154				25,5071
32	63	1938	0,4939				22,1551
33	65	1936					
34	67	1934					
35	69	1932					

Dados BOXCORE PO287-26 1B

Prof. (cm)	Idades BP	Idades AD	bulkAc. Rate	(n-alc) ng/cm2ano	(n-OH) ng/cm2ano	(37alc) ng/cm2ano	Lodo g/cm2ano
0	0	2001	0,3633	1327,8487	4510,1867	230,7831	13,3418
1	2	1999	0,4191	1255,2283	4386,7099	217,3327	16,3441
2	4	1997	0,4005	1141,0340	3495,0154	232,4521	14,3985
3	6	1995	0,4074	1414,5493	4621,6758	343,5429	15,2847
4	8	1993	0,3897	532,1899	1822,1237	105,8098	13,9408
5	10	1991	0,4689	1439,9219	4507,7073	315,4293	18,6780
6	12	1989	0,4346	1059,1953	3428,7541	162,2448	17,5908
7	14	1987	0,4407	829,5672	2946,9473	151,4721	17,9029
8	16	1985	0,4444	1289,2365	3550,9864	167,4719	18,1282
9	18	1983	0,4549	1726,9087	4004,4139	183,7339	19,0755
10	20	1981	0,4553	986,3630	3019,9434	159,8829	19,3305
11	22	1979	0,4750	1154,8799	3862,1761	177,7228	21,2975
12	24	1977	0,4590	979,7036	3034,8907	150,2152	20,1862
13	25	1976	0,4723	3068,8305	4464,8687	210,9601	20,5390
14	27	1974	0,4710	1265,7127	3974,9805	271,0035	21,3257
15	29	1972	0,4508	1075,3710	3526,7963	195,0972	18,5190
16	31	1970	0,4660	1242,5704	4683,5873	268,4837	20,0393
17	33	1968	0,4539	1162,6920	3741,9065	222,9874	18,9327
18	35	1966	0,4629	1274,6957	4676,1290	280,3812	19,0689
19	37	1964	0,4470	1241,0094	4069,5099	253,9779	18,3449
20	39	1962	0,4788	1295,2316	4168,2984	282,9762	22,0286
21	41	1960	0,4677	1179,5461	3490,9100	192,1864	21,0204
22	43	1958	0,4552	940,3024	2712,6472	125,3996	19,9121
23	45	1956	0,4768	1144,1536	3261,5633	185,0477	20,0365
24	47	1954	0,4874	722,2203	2092,2263	118,4620	21,5998
25	49	1952	0,5032	1140,6685	3559,9838	183,4888	23,0257
26	51	1950	0,6110	1691,4913	4596,4403	213,4822	35,0982
27	53	1948	0,5078	1600,7301	5067,3840	151,9646	23,1021
28	55	1946	0,5786	1362,8538	3842,2030	232,0603	29,8963
29	57	1944	0,5531	1251,1784	3280,4373	185,1775	28,9588
30	59	1942	0,5471	1488,1173	3760,1233	166,3775	27,4428
31	61	1940	0,5154				25,5071
32	63	1938	0,4939				22,1551
33	65	1936					
34	67	1934					
35	69	1932					

DADOS GRANULOMÉTRICOS DO CORE D13882

Prof. (cm)	Peso (g)	Peso Húmido	Peso Seco	Peso F>2mm	Peso F<2mm	Nº Ensaio	Mean	Median	Moda
230	1,2891	11,65	7,68		7,68	3º/4	22,96	15,36	28,70
240	1,2995	11,27	7,36		7,36	2º/3	26,79	16,55	26,14
250	1,2927	13,99	9,25	0,02	9,23	2º/3	32,10	20,54	28,70
260	1,2939	16,65	11,08		11,08	2º/4	31,96	21,40	28,70
270	1,3006	10,21	6,72		6,72	1º/3	31,60	19,76	26,14
300	1,2971	14,10	9,44	0,02	9,42	1º/3	32,11	21,55	28,70
310	1,2970	10,75	7,06		7,06	3º/3	30,02	19,24	26,14
320	1,2992	13,15	8,84	0,03	8,81	2º/3	31,05	20,47	26,14
330	1,3062	12,33	8,33		8,33	1º/3	33,25	21,38	26,14
340	1,3022	10,30	6,95		6,95	1º/3	30,36	19,51	26,14
350	1,2937	10,52	6,89		6,89	1º/4	25,34	16,36	23,81
360	1,3092	11,88	7,76	0,01	7,75	1º/3	24,31	15,47	23,81
370	1,2964	12,00	7,75	0,07	7,67	1º/1	23,35	14,75	23,81
380	1,3092	10,93	7,37	0,02	7,35	1º/1	23,02	15,84	26,14
390	1,3017	11,51	7,66		7,66	1º/3	27,27	17,22	26,14
400	1,3018	11,63	7,93		7,93	1º/3	33,44	20,76	28,70
410	1,2948	11,36	7,78		7,78	1º/2	32,09	21,55	31,50
420	1,3086	11,19	7,73		7,73	1º/3	36,97	24,99	50,22
430	1,2906	11,97	8,58		8,58	1º/1	40,95	30,27	50,22
440	1,2847	11,91	8,43		8,43	1º/1	43,13	32,07	50,22
450	1,2929	10,92	7,91		7,91	1º/1	42,54	32,05	50,22
460	1,3031	10,63	7,62		7,62	2º/2	45,96	34,62	50,22
470	1,3109	10,19	7,25	0,02	7,24	1º/1	45,78	34,77	50,22
480	1,2955	11,66	8,46	0,07	8,39	1º/1	45,76	34,38	50,22
490	1,3003	11,76	8,60		8,60	3º/3	51,65	39,98	55,13
500	1,3065	8,87	6,42		6,42	1º/1	48,62	39,86	55,13
510	1,2984	11,08	8,22		8,22	1º/1	45,81	37,04	55,13
520	1,3019	11,31	8,32		8,32	2º/2	47,17	36,54	55,13
560	1,2982	11,57	8,49		8,49	1º/1	51,59	41,86	60,52
600	1,3032	12,50	9,41	0,01	9,40	1º/1	62,36	54,07	66,44
610	1,3023	12,35	9,42		9,42	1º/1	68,80	60,10	72,94
640	1,2988	10,33	7,79		7,79	2º/2	89,91	68,19	72,94
700	1,3020	10,27	7,63	0,04	7,59	1º/1	106,40	71,97	72,94
710	1,2962	14,24	10,28	0,05	10,23	1º/1	116,90	75,87	72,94
720	1,2980	11,86	8,83	0,29	8,54	1º/1	101,30	68,29	66,44
750	1,3941	10,83	7,99	0,04	7,94	1º/1	90,94	62,67	66,44
800	1,2988	9,97	7,45	0,01	7,44	1º/1	62,61	48,53	72,94
810	1,3005	8,64	6,40	0,07	6,34	1º/1	61,39	48,68	61,39
830	1,2945	8,93	6,58		6,58	1º/1	45,97	36,15	55,13
840	1,2931	13,16	9,42		9,42	1º/2	38,95	28,73	55,13
860	1,2906	13,26	9,87		9,87	1º/1	56,90	47,29	66,44
870	1,2901	9,11	6,66		6,66	1º/1	52,29	39,09	66,44
920	1,2957	14,52	10,60		10,60	1º/1	46,63	37,29	50,22
980	1,2928	9,49	6,71	0,02	6,69	1º/1	51,99	37,47	60,52
1030	1,2963	10,64	7,88	0,01	7,87	1º/1	62,21	52,30	72,94
1060	1,2888	12,93	9,07		9,07	1º/1	38,24	25,46	50,22
1070	1,2972	12,41	8,97		8,97	1º/1	35,94	22,93	50,22
1080	1,2956	11,99	8,60	0,00	8,60	1º/1	36,05	23,74	28,70
1090	1,2945	13,19	9,56	0,00	9,56	1º/3	35,57	18,40	12,40
1100	1,3029	14,67	10,85	0,02	10,83	1º/2	43,51	26,68	60,52
1110	1,2956	10,39	7,53		7,53	1º/2	38,54	21,56	55,13
1120	1,2846	15,29	11,05		11,05	1º/1	34,85	19,12	23,81
1130	1,2967	15,11	10,96		10,96	2º/2	37,26	20,75	26,14
1140	1,2887	14,79	10,87		10,87	2º/2	38,25	20,97	60,52
1150	1,2903	14,94	10,91		10,91	1º/2	35,36	19,79	55,13
1160	1,2978	13,90	10,22	0,02	10,20	1º/2	35,51	19,36	55,13
1200	1,2938	13,52	9,77	0,09	9,68	2º/2	20,77	13,38	11,29
1230	1,2890	14,54	10,71		10,71	1º/2	34,68	18,92	55,13
1250	1,2899	12,16	11,00		11,00	1º/1	36,66	19,48	60,52
1260	1,3008	15,63	11,55		11,55	1º/1	41,63	22,73	60,52
1330	1,2903	12,74	9,53		9,53	1º/1	41,57	23,24	60,52
1350	1,2961	13,77	10,48		10,48	1º/2	44,10	25,58	66,44

* Considerando o peso total da amostra o Peso F<2mm

Nota: O nº de ensaios feitos para cada amostra estão representados na coluna Nº de ensaios,

Y/X, o y indica o ensaio escolhido e o X o nº de ensaios feitos na amostra

Como regra optou-se por escolher 1º ensaio de cada amostra, desde que dentro dos limites, isto porque em algumas das amostras foi feito apenas um ensaio e por essa razão nestes casos não tínhamos padrão de comparação.

DADOS GRANULOMÉTRICOS DO CORE D13882

Prof. (cm)	S,D	Skewness	Kurtosis	%<4um	Clay (g)	Clay (g)*	Erro	%<63um	%Silt	Silt (g)
230	21,54	1,26	0,98	16,70	1,28	1,28	0,0000	92,9000	76,2000	5,8545
240	28,57	1,80	3,26	15,90	1,17	1,17	0,0000	89,3000	73,4000	5,4054
250	33,31	1,62	2,30	13,70	1,27	1,26	0,0029	85,1000	71,4000	6,6073
260	32,07	1,58	2,20	12,80	1,42	1,42	0,0000	85,6000	72,8000	8,0692
270	33,24	1,67	2,48	13,20	0,89	0,89	0,0000	85,5000	72,3000	4,8613
300	32,33	1,56	2,13	13,50	1,27	1,27	0,0032	85,3000	71,8000	6,7796
310	31,60	1,84	3,37	12,80	0,90	0,90	0,0000	87,4000	74,6000	5,2657
320	32,15	1,85	3,51	11,70	1,03	1,03	0,0034	87,0000	75,3000	6,6531
330	35,84	1,97	4,01	11,60	0,97	0,97	0,0000	85,7000	74,1000	6,1689
340	32,30	1,96	4,01	11,50	0,80	0,80	0,0000	87,6000	76,1000	5,2918
350	26,66	1,99	4,37	14,10	0,97	0,97	0,0000	91,1000	77,0000	5,3088
360	26,02	2,07	4,90	15,10	1,17	1,17	0,0008	94,5000	79,4000	6,1587
370	23,82	1,69	2,78	16,00	1,24	1,23	0,0113	91,9000	75,9000	5,8788
380	21,16	1,28	1,05	15,00	1,10	1,10	0,0028	93,1000	78,1000	5,7521
390	28,37	1,76	3,12	14,20	1,09	1,09	0,0000	89,1000	74,9000	5,7385
400	35,52	1,71	2,69	12,70	1,01	1,01	0,0000	84,2000	71,5000	5,6683
410	32,22	1,54	2,12	14,00	1,09	1,09	0,0000	85,2000	71,2000	5,5371
420	36,59	1,50	1,90	11,20	0,87	0,87	0,0000	81,4000	70,2000	5,4248
430	38,47	1,43	1,84	10,60	0,91	0,91	0,0000	78,7000	68,1000	5,8449
440	40,25	1,37	1,58	10,80	0,91	0,91	0,0000	76,7000	65,9000	5,5537
450	39,09	1,44	1,99	8,98	0,71	0,71	0,0000	77,4000	68,4200	5,4100
460	41,85	1,37	1,60	8,44	0,64	0,64	0,0000	74,5000	66,0600	5,0310
470	41,45	1,33	1,50	8,76	0,64	0,63	0,0014	74,3000	65,5400	4,7536
480	41,83	1,35	1,51	8,79	0,74	0,74	0,0059	74,4000	65,6100	5,5473
490	46,32	1,47	2,25	7,90	0,68	0,68	0,0000	70,2000	62,3000	5,3578
500	39,88	1,04	0,59	7,95	0,51	0,51	0,0000	70,8000	62,8500	4,0352
510	38,63	1,13	0,92	8,83	0,73	0,73	0,0000	73,7000	64,8700	5,3315
520	42,29	1,39	1,98	8,97	0,75	0,75	0,0000	73,0000	64,0300	5,3246
560	43,50	1,14	1,05	8,15	0,69	0,69	0,0000	68,0000	59,8500	5,0787
600	47,11	0,87	0,29	5,74	0,54	0,54	0,0006	57,7000	51,9600	4,8897
610	49,96	0,88	0,45	4,94	0,47	0,47	0,0000	52,5000	47,5600	4,4805
640	90,23	2,93	11,48	3,46	0,27	0,27	0,0000	45,7000	42,2400	3,2899
700	115,50	2,75	8,69	2,90	0,22	0,22	0,0012	42,3000	39,4000	3,0057
710	133,10	2,84	9,24	2,76	0,28	0,28	0,0013	39,6000	36,8400	3,7856
720	115,70	2,97	9,95	3,05	0,27	0,26	0,0089	45,1000	42,0500	3,7114
750	104,50	3,02	11,61	4,19	0,33	0,33	0,0017	50,3000	46,1100	3,6820
800	56,82	1,36	1,97	6,46	0,48	0,48	0,0006	60,0000	53,5400	3,9867
810	72,94	1,11	0,85	7,20	0,46	0,46	0,0048	59,8000	52,6000	3,3679
830	38,94	1,10	0,70	7,15	0,47	0,47	0,0000	72,8000	65,6500	4,3189
840	34,18	1,03	0,32	9,80	0,92	0,92	0,0000	77,7000	67,9000	6,3972
860	46,07	0,99	0,51	6,07	0,60	0,60	0,0000	62,8000	56,7300	5,6003
870	46,90	1,24	1,22	6,90	0,46	0,46	0,0000	67,6000	60,7000	4,0405
920	38,74	1,17	0,99	6,65	0,71	0,71	0,0000	73,5000	66,8500	7,0878
980	48,29	1,27	1,22	7,43	0,50	0,50	0,0016	68,1000	60,6700	4,0730
1030	50,92	1,06	0,89	5,62	0,44	0,44	0,0006	58,3000	52,6800	4,1499
1060	38,01	1,49	1,90	10,40	0,94	0,94	0,0000	80,1000	69,7000	6,3215
1070	36,80	1,58	2,26	11,40	1,02	1,02	0,0000	81,8000	70,4000	6,3154
1080	37,52	1,66	2,47	10,50	0,90	0,90	0,0005	82,4000	71,9000	6,1848
1090	40,34	1,61	1,94	13,20	1,26	1,26	0,0002	80,7000	67,5000	6,4539
1100	43,94	1,28	0,92	10,90	1,18	1,18	0,0023	73,8000	62,9000	6,8227
1110	41,41	1,47	1,45	11,70	0,88	0,88	0,0000	78,5000	66,8000	5,0308
1120	38,35	1,57	1,78	12,80	1,41	1,41	0,0000	81,6000	68,8000	7,6041
1130	40,96	1,59	1,94	12,50	1,37	1,37	0,0000	80,0000	67,5000	7,3993
1140	41,44	1,45	1,40	12,90	1,40	1,40	0,0000	78,2000	65,3000	7,0961
1150	37,62	1,42	1,29	13,30	1,45	1,45	0,0000	80,3000	67,0000	7,3121
1160	38,34	1,44	1,32	13,40	1,37	1,37	0,0022	80,2000	66,8000	6,8238
1200	19,33	1,18	0,47	16,80	1,64	1,63	0,0146	95,4000	78,6000	7,6791
1230	36,82	1,36	0,97	13,40	1,43	1,43	0,0000	80,3000	66,9000	7,1626
1250	39,47	1,37	1,00	13,20	1,45	1,45	0,0000	78,6000	65,4000	7,1935
1260	43,86	1,27	0,70	12,60	1,46	1,46	0,0000	74,6000	62,0000	7,1640
1330	43,29	1,29	0,80	10,90	1,04	1,04	0,0000	74,9000	64,0000	6,0976
1350	44,77	1,16	0,41	11,60	1,22	1,22	0,0000	72,3000	60,7000	6,3610
SumErro						0,0727				
MédiaErro						0,0012				

DADOS GRANULOMÉTRICOS DO CORE D13882

Prof. (cm)	Silt* (g)	Erro	%<2mm	%Sand	Areia (ζ	Areia* (g)	Erro
230	5,855	0,000	100,000	7,100	0,546	0,546	0,00
240	5,405	0,000	100,000	10,700	0,788	0,788	0,00
250	6,592	0,015	100,000	14,900	1,379	1,376	0,00
260	8,069	0,000	100,000	14,400	1,596	1,596	0,00
270	4,861	0,000	100,000	14,500	0,975	0,975	0,00
300	6,763	0,017	100,000	14,700	1,388	1,385	0,00
310	5,266	0,000	100,000	12,600	0,889	0,889	0,00
320	6,631	0,022	100,000	13,000	1,149	1,145	0,00
330	6,169	0,000	100,000	14,300	1,190	1,190	0,00
340	5,292	0,000	100,000	12,400	0,862	0,862	0,00
350	5,309	0,000	100,000	8,900	0,614	0,614	0,00
360	6,155	0,004	100,000	5,500	0,427	0,426	0,00
370	5,825	0,054	100,000	8,100	0,627	0,622	0,01
380	5,738	0,015	100,000	6,900	0,508	0,507	0,00
390	5,738	0,000	100,000	10,900	0,835	0,835	0,00
400	5,668	0,000	100,000	15,800	1,253	1,253	0,00
410	5,537	0,000	100,000	14,800	1,151	1,151	0,00
420	5,425	0,000	100,000	18,600	1,437	1,437	0,00
430	5,845	0,000	100,000	21,300	1,828	1,828	0,00
440	5,554	0,000	100,000	23,300	1,964	1,964	0,00
450	5,410	0,000	100,000	22,600	1,787	1,787	0,00
460	5,031	0,000	100,000	25,500	1,942	1,942	0,00
470	4,743	0,010	100,000	25,700	1,864	1,860	0,00
480	5,503	0,044	100,000	25,600	2,164	2,147	0,02
490	5,358	0,000	100,000	29,800	2,563	2,563	0,00
500	4,035	0,000	100,000	29,200	1,875	1,875	0,00
510	5,331	0,000	100,000	26,300	2,162	2,162	0,00
520	5,325	0,000	100,000	27,000	2,245	2,245	0,00
560	5,079	0,000	100,000	32,000	2,715	2,715	0,00
600	4,885	0,005	100,000	42,300	3,981	3,977	0,00
610	4,480	0,000	100,000	47,500	4,475	4,475	0,00
640	3,290	0,000	100,000	54,300	4,229	4,229	0,00
700	2,989	0,017	100,000	57,700	4,402	4,377	0,02
710	3,768	0,018	100,000	60,400	6,207	6,177	0,03
720	3,589	0,122	100,000	54,900	4,846	4,686	0,16
750	3,663	0,019	100,000	49,700	3,969	3,948	0,02
800	3,982	0,005	100,000	40,000	2,978	2,975	0,00
810	3,333	0,035	100,000	40,200	2,574	2,547	0,03
830	4,319	0,000	100,000	27,200	1,789	1,789	0,00
840	6,397	0,000	100,000	22,300	2,101	2,101	0,00
860	5,600	0,000	100,000	37,200	3,672	3,672	0,00
870	4,040	0,000	100,000	32,400	2,157	2,157	0,00
920	7,088	0,000	100,000	26,500	2,810	2,810	0,00
980	4,060	0,013	100,000	31,900	2,142	2,135	0,01
1030	4,144	0,006	100,000	41,700	3,285	3,280	0,00
1060	6,322	0,000	100,000	19,900	1,805	1,805	0,00
1070	6,315	0,000	100,000	18,200	1,633	1,633	0,00
1080	6,182	0,003	100,000	17,600	1,514	1,513	0,00
1090	6,453	0,001	100,000	19,300	1,845	1,845	0,00
1100	6,809	0,013	100,000	26,200	2,842	2,836	0,01
1110	5,031	0,000	100,000	21,500	1,619	1,619	0,00
1120	7,604	0,000	100,000	18,400	2,034	2,034	0,00
1130	7,399	0,000	100,000	20,000	2,192	2,192	0,00
1140	7,096	0,000	100,000	21,800	2,369	2,369	0,00
1150	7,312	0,000	100,000	19,700	2,150	2,150	0,00
1160	6,813	0,011	100,000	19,800	2,023	2,019	0,00
1200	7,611	0,068	100,000	4,600	0,449	0,445	0,00
1230	7,163	0,000	100,000	19,700	2,109	2,109	0,00
1250	7,194	0,000	100,000	21,400	2,354	2,354	0,00
1260	7,164	0,000	100,000	25,400	2,935	2,935	0,00
1330	6,098	0,000	100,000	25,100	2,391	2,391	0,00
1350	6,361	0,000	100,000	27,700	2,903	2,903	0,00
SumErro	0,517				0,33		
MédiaErro	0,008				0,01		

DADOS GRANULOMÉTRICOS DO CORE D13882

DADOS GRANULOMÉTRICOS DO CORE D13882
